

Klima i Norge 2100

Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning



met.no – Bjerknessenteret – Nansensenteret – Havforskningsinstituttet – NVE

September 2009

VISIT...

LANZAROTE
Caliente.COM

Klima i Norge 2100

Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning

Endelig utgave, september 2009

Utgitt av Norsk klimasenter

Redaktør: Inger Hanssen-Bauer (*ingerhb@met.no*)

Bunad: Gudmund A Dalsbø, met.no

Trykk: Departementenes servicesenter

Teksten i denne rapporten kan siteres og gjenbrukes fritt mot kildehenvisning.

Figurene er – om ikke annet er oppgitt i det enkelte tilfelle – produsert av forfatterne. De kan gjenbrukes fritt mot kildehenvisning. Sjekk *www.klimatilpasning.no* for eventuelle digitale versjoner. Vennligst ta med figurtekst og forbehold som er gitt i teksten, ved gjenbruk.

Forsidebildet er fra regnvær i Bergen

Hentet fra Wikipedia Commons

Fotograf: Soulkeeper

Lisens: Creative Commons Attribution ShareAlike 2.5

Klima i Norge 2100

Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing

Inger Hanssen-Bauer¹ (redaktør)

Helge Drange^{2,3}

Eirik J Førland¹

Lars A Roald⁵

Knut Yngve Børsheim^{4,3}

Hege Hisdal⁵

Deborah Lawrence⁵

Atle Nesje^{2,3}

Stein Sandven⁶

Asgeir Sorteberg^{2,3}

Svein Sundby^{4,3}

Kristian Vasskog³

Bjørn Ådlandsvik^{4,3}

1) Meteorologisk institutt; 2) Universitetet i Bergen; 3) Bjerknessenteret for klimaforskning;
4) Havforskningsinstituttet; 5) Norges vassdrags- og energidirektorat; 6) Nansensenteret for
miljø og fjernmåling

Denne rapporten siteres som følger:

Hanssen-Bauer, I., H. Drange, E.J. Førland, L.A. Roald, K.Y. Børsheim, H. Hisdal, D. Lawrence,
A. Nesje, S. Sandven, A. Sorteberg, S. Sundby, K. Vasskog og B. Ådlandsvik (2009): *Klima i
Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing*, Norsk klimasenter, september 2009,
Oslo

Innhold

Forord	7
1. Innledning	9
2. Generell sirkulasjon og dagens klima	11
2.1 Sirkulasjon i luft og hav	12
2.2 Klima	16
2.3 Hydrologi/skred	25
3. Klimaendringer hittil	29
3.1 Atmosfæreklima i tiden med målinger	30
3.2 Hydrologi/skred i tiden med målinger	39
3.3 Havklima i tiden med målinger	43
3.4 Karakteristiske endringer i den arktiske sjøisen	47
3.5 Klimavariasjoner etter siste istid	51
4. Klimautvikling i nær fortid og nær framtid (1980–2030)	58
4.1 Lufttemperatur 1979–2008	59
4.2 Vekstsesong 1979–2008	60
4.3 Fyringsgraddager 1979–2008	61
4.4 Varmedøgner 1979–2008	62
4.5 Års- og årstidsnedbør 1979–2008	63
4.6 Ett døgn nedbør 1979–2008	64
4.7 Hydrologiske forhold 1979–2008	65
4.8 Klimautvikling fram til 2030	68
5. Regionale klimaframskrivninger	69
5.1 Modellgrunnlag	71
5.2 Framskrivninger av atmosfæreklima	74
5.3 Framskrivninger av hydrologi/skred	96
5.4 Framskrivninger for havet	108
5.5 Framtidig havnivåstigning i norske kystkommuner	115
6. Vurdering og bruk av de ulike klimaframskrivningene	124
6.1 Usikkerhet knyttet til globale og regionale klimaframskrivninger	124
6.2 Anbefalinger	128
Appendix A1 (modeller – dynamisk ensemble)	129
Appendix A2 (modeller – statistisk ensemble)	131
Oversikt over figurer	133
Oversikt over tabeller	135
Referert litteratur	136
Ord- og begrepsforklaringer	143
Hovedforfatterne	146

Forord

Oppdragsgiver og hovedfinansieringskilde for denne rapporten er NOU Klimatilpasning. Hovedforfatterne institusjoner har imidlertid også bidratt med egeninnsats, og noen av analysene som inngår i rapporten har blitt utført som en del av NorClim prosjektet. Rapporten bygger i tillegg på publiserte forskningsresultater fra en rekke andre prosjekter hvorav de viktigste er CES, GeoExtreme, NorACIA, NorPast, PRUDENCE og RegClim.

Det er flere enn hovedforfatterne som har bidratt til denne rapporten. Vi vil takke for bidrag, figurer og konstruktive innspill fra:

- Anne Bjune, Carin Andersson Dahl, Eystein Jansen, Aage Paus og Asgeir Sorteberg ved Bjerknessenteret
- Rasmus Benestad, Anita Verpe Dyrødal, Jan Erik Haugen, Ketil Isaksen, Trond Iversen, Lars Petter Røed, Dagrun Vikhamar Schuler, Torill Engen-Skaugen, Øyvind Nordli og Ole Einar Tveito ved Meteorologisk institutt
- Kalle Kronholm ved Norges Geotekniske Institutt
- Hans Tømmervik ved Norsk institutt for naturforskning

Forfatterne vil også takke Gudmund Dalsbø, som er ansvarlig for rapportens utseende, og som utrettelig har oppdatert tekst og figurer i henhold til stadig nye og forbedrede versjoner.

Oslo, september 2009

Inger Hanssen-Bauer

1. Innledning

Denne rapporten er skrevet på oppdrag fra klimatilpasningsutvalget, et offentlig utvalg som ble oppnevnt av regjeringen i desember 2008. Utvalget skal utrede samfunnets sårbarhet og tilpasningsbehov som følge av klimaendringer. Formålet med denne rapporten er å gi utvalget et felles klimavitenskaplig grunnlag for dets vurderinger av sårbarhet og behov for tilpasning. Rapporten omfatter – i samsvar med utvalgets ønsker – både atmosfæreklima, havklima inkludert sjøis, hydrologiske forhold inkludert flom, og permafrost. Skredforhold er også omtalt i rapporten, selv om de strengt tatt ikke hører inn under klima.

I utgangspunktet skal rapporten – på en forståelig måte – oppsummere den kunnskap vi nå har om hva slags klima vi i Norge og våre nærområder kan forvente å måtte tilpasse oss gjennom det 21. århundret. Grunnlaget for denne kunnskapen ligger i det alt vesentlige i klimaframskrivningene som er presentert i rapportene fra FNs klimapanel, og særlig i den ferskeste rapporten (IPCC, 2007). For å vurdere hva eventuelle framtidige klimaendringer kan bety, er det imidlertid viktig å se slike endringer i relasjon til det klimaet vi har i dag – og de klimavariasjonene og -endringene vi har opplevd tidligere. I den grad dagens samfunn er klimatilpasset, er det nemlig analyser av historiske klimaobservasjoner, og i særlig grad klimaobservasjoner fra perioden 1961–90, disse tilpasningene er basert på. Denne rapporten gir derfor først en generell beskrivelse av klimaet i Norge og våre nærområder (kapittel 2), og deretter en beskrivelse av historisk klimautvikling (kapittel 3).

Etter ønske fra utvalget har vi fokusert på tre tidsperioder i beskrivelsen av framtidsklima: De nærmeste 10–20 årene, samt en periode fram mot midten og en periode fram mot slutten av det 21. århundret. Den første perioden er behandlet for seg selv i kapittel 4. I et

så kort tidsperspektiv vil de endringene som beregnes som følge av menneskelig klimapåvirkning, være små i forhold til naturlige variasjoner fra et år til et annet. Vi har derfor ikke funnet det tjenlig å benytte framskrivninger basert på klimamodeller som grunnlag for å beskrive klimaet i den nære framtid. Isteden er det i kapittel 4 gjort analyser av trender og variasjoner i løpet av de siste 40–50 år. For kortsiktige planleggingsformål anbefales at resultater fra disse analysene benyttes, eventuelt i kombinasjon med vurderinger av signalene i modellbaserte klimaframskrivninger.

Klimaframskrivninger videre utover i århundret er presentert i kapittel 5. Dette er beregninger basert på globale klimamodeller, og de er beheftet med betydelig usikkerhet. Det var et uttrykt ønske fra utvalget at denne rapporten skal skissere tre forskjellige klimaframskrivninger fram mot slutten av århundret: a) en «lav framskrivning» som forutsetter at den globale middeltemperaturen ikke øker med mer enn 2 °C i forhold til temperaturnivået omkring år 1900, b) en «middels framskrivning» og c) en «høy framskrivning» relatert til spennet i eksisterende klimaframskrivninger.

Det er ikke opplagt hvordan denne oppgaven best kan løses. Noe av usikkerheten i

klimaframskrivningene skyldes usikkerhet i scenarioene for framtidige menneskeskapte utslipp. Bruk av forskjellige utslippsscenarioer kan belyse denne usikkerheten. I tillegg må vi imidlertid forholde oss til usikkerhet som skyldes to andre forhold:

1) Vi kan aldri beskrive klimasystemet perfekt, dels fordi vi har begrenset regnemaskinkapasitet, dels fordi vi ikke kjenner klimasystemet fullstendig. 2) I tillegg til de menneskeskapte klimaendringene vil det være naturlige klimaendringer og -variasjoner også i framtiden.

Sammenligninger av klimamodellsimuleringer for det 20. århundret og observert klima har vist at middelverdiene av resultater fra mange modellberegninger ofte ligger nærmere observert klima enn resultatene fra en enkelt klimamodellering. I tillegg gir sammenstillinger av resultater fra mange modellkjøringer mulighet for å anslå usikkerheten i resultatene. På denne bakgrunn har vi i stor grad valgt å basere kapittel 5 på en sammenstilling av mest mulig av det som eksisterer av klimaframskrivninger for Norge. For variabler der mange framskrivninger eksisterer, har vi definert «middels» framskrivning som middelverdier av disse, mens lav (høy) framskrivning har blitt definert slik at bare 1 av 10 framskrivninger er lavere (høyere). I tillegg til sammenstillingene av mange framskrivninger, benytter vi utvalgte «eksempelframskrivninger» til å gå mer i detaljer, for eksempel når det gjelder hydrologiske forhold.

Klimatilpasningsutvalget ønsket å få sannsynligheter knyttet til de forskjellige framskrivningene. Det er problematisk, blant annet fordi sannsynligheten for de ulike utslippsscenarioene ikke er oppgitt og fordi vi ikke kjenner sannsynlighetsfordelingen når det gjelder tidsutviklingen av naturlige klimapådriv. I tillegg vet vi at klimamodellene ikke er perfekte.

For å imøtekomme utvalgets ønske har vi i kapittel 6 forsøkt å belyse sannsynlighetsspørsmålet ut fra den viten vi nå har, og vi har gitt anbefalinger om bruk av klimaframskrivningene ut fra dette. Vi vil presisere at videre forskningsinnsats er viktig for å øke forståelsen for klimasystemet, både med tanke på å minke usikkerheten der det er mulig, og øke grunnlaget for å komme med realistiske anslag for sannsynligheten av forskjellige utfall. Forskningsinnsats med tanke på å knytte sannsynlighet til forskjellige utslippsscenarioer er også viktig med hensyn til det siste punktet.

Denne rapporten er basert på publisert materiale. Når det gjelder lokale og regionale analyse- og modellresultater, er mye bare publisert i forskningsrapporter. Årsaken er at resultater av slike undersøkelser stort sett er av interesse for et begrenset publikum. Alle metodebeskrivelser er imidlertid publisert i internasjonale tidsskrifter med fagfelleevaluering.

2. Generell sirkulasjon og dagens klima

Sammendrag

De naturlige klimavariasjonene i Norge er betydelige, både i tid og geografisk. Klimatet her er relativt varmt i forhold til andre steder på samme breddegrad på grunn av luft- og havstrømmer. Variasjoner i disse strømningsforholdene gir store utslag i lokalt klima.

Temperatur

Årsmiddeltemperaturen for Norge er ca +1 °C, men varierer fra +6 °C på kysten av Vestlandet til lavere enn -4 °C i høyfjellet.

Vestlandet har opptil 225 dagers temperaturbestemt vekstsesong, mens vekstsesongen i høyfjellet og på deler av Varangerhalvøya er på under 70 dager.

Summen av fyringsgraddager (som er et mål for energibehovet til innendørs oppvarming) varierer fra over 6000 i indre strøk av Østlandet, høyfjellet og indre deler av Nord-Norge, til under 3000 ytterst på kysten av Vestlandet.

Det er flest «varme døgn» (døgn med middeltemperatur over 20 °C) i lavereliggende områder nær Oslofjorden.

Nedbør og hydrologi

Gjennomsnittlig årsnedbør for Norge er beregnet til 1486 mm. Av dette anslås at 346 mm fordamper, mens 1140 mm går til avrenning.

Øvre Gudbrandsdalen og indre Troms er tørrest (mindre enn 300 mm målt årsnedbør), mens midtre strøk av Vestlandet er våtest (over 5000 mm årsnedbør enkelte steder).

Ett døgn nedbørverdi som i gjennomsnitt overskrides 3–4 ganger per år, varierer fra under 15 mm i nedbørfattige områder til ca. 150 mm i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet.

Det er størst årsavrenning ved Ålfotbreen (ca 5400 mm), og minst i øvre Gudbrandsdalen (ca. 350 mm).

Oslofjorden, Sørlandet og Fosenhalvøya har høyest årlig fordampning (estimert til over 500 mm). Breområdene i høyfjellet har lavest (rundt 50 mm).

Vanninnholdet i maksimal årlig snømengde på bakken varierer fra nær null til mer enn 3000 mm.

Kystnære nedbørfelt har i gjennomsnitt bare noen få dager i året med snødekke, høyfjellet er dekt av snø over 300 dager i året, og i breområder er det alltid snø/is.

2.1 Sirkulasjon i luft og hav

2.1.1 Atmosfæresirkulasjon

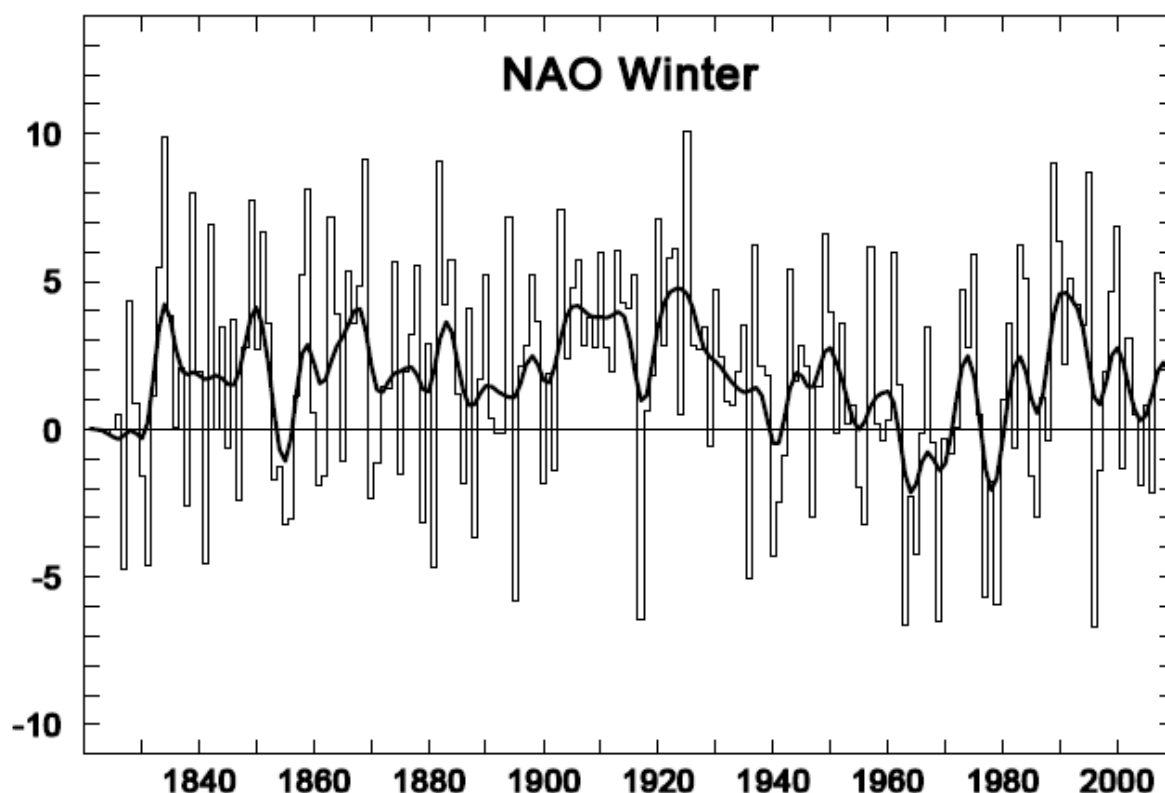
Atmosfærens storstilte sirkulasjon drives av netto oppvarming i tropene og netto avkjøling ved polene. Dette kompenseres ved at det strømmer varme i luft og hav fra tropene mot polene. Denne transporten påvirkes av blant annet jordrotasjon og topografi. En stor del av varmetransporten er knyttet til lav- og høytrykk på midlere breddegrader. Derfor er lav- og høytrykkene avgjørende for jordens temperaturfordeling.

I tillegg er lav- og høytrykkene styrende for lokalt vær og klima. En liten men systematisk endring i utstrekning, intensitet eller bane til lav- og høytrykkene vil føre til systematiske endringer i det lokale klima.

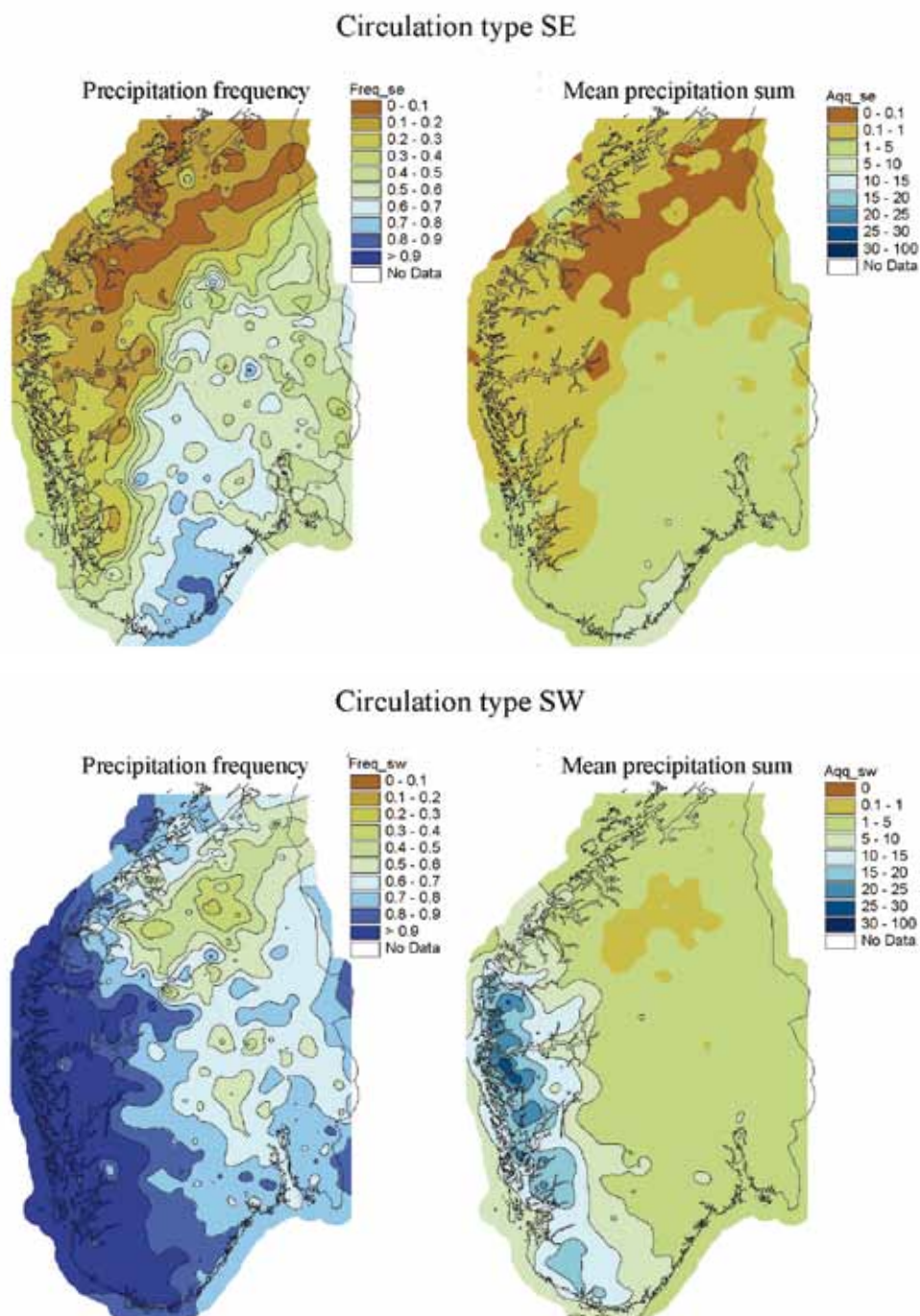
Nord-Europa ligger i en sone der de storstilte vindforhold er dominert av «vestavindsbeltet». Dette er kjent som området hvor lavtrykk oppstår og forplanter seg vinterstid, typisk vestover fra østkysten av Nord-Amerika over Atlanterhavet til Europa i øst.

En vanlig brukt indikator på styrken til vestavindsfeltet i våre områder er indeksen for den nord-atlantiske oscillasjonen, NAO (f.eks. Hurrell, 1995). NAO har lenge vært kjent som en viktig del av den atmosfæriske variabiliteten over Europa. Selve NAO-indeksen beskriver trykkforskjellen mellom lavtrykket ved Island og høytrykket ved Azorene. Når begge disse trykksystemene er sterke (høyere enn normalt lufttrykk ved Azorene og lavere enn normalt lufttrykk ved Island), er NAO-indeksen høy. Når begge trykksystemene er svake, er indeksen lav. En høy NAO-indeks betyr at vestavindsfeltet er sterkere enn normalt; en lav indeks at det er svakere.

Figur 2.1.1
NAO vinterindeks fra 1820-tallet til desember 2008 (fra Climate Research Unit; <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>). Figuren viser avvik fra normalperioden 1961–90.



Figur 2.1.2
Nedbørhyppighet
(venstre kart) og
midlere nedbør-
mengde (mm/døgn)
ved storstilt vindret-
ning fra hhv. sørøst
(to øverste kart) og
sørvest (to nederste).



Innflytelsen NAO har på klimaet i Norge, er mest utpreget om vinteren, men kan gjenfinnes til alle tider av året. I vintre med høy NAO-indeks bringer et forsterket vestavindsfelt milde og fuktige luftmasser inn over store deler av Nord-Europa. Det er også en tendens til mer intense og hyppige stormer i norske havområder i slike situasjoner. NAO-indeksen var på sitt laveste på 1960-tallet (se figur 2.1.1), mens det rundt 1990 var en periode med høy NAO-indeks.

Klimaet i Norge er sterkt påvirket av det storstilte atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret. Figur 2.1.2a viser at det ved vind fra sørøst er mest nedbør på Sør- og Østlandet og lite nedbør på Vestlandet. Bildet er omsnudd ved vind

fra sørvest (figur 2.1.2b). Ved denne vindretningen er det lite nedbør på Østlandet, mens det er stor nedbørhyppighet og store nedbørmengder i midtre strøk av Vestlandet. Figuren illustrerer at en liten dreining i vindmønsteret over Norge kan gi betydelige forskjeller i nedbørmengde og -fordeling over landet vårt. Følgelig vil eventuelle framtidige endringer i atmosfæresirkulasjonen kunne påvirke Norges klimautvikling i stor grad. Dette er diskutert i kapittel 5.

Det bør også nevnes at endringer i atmosfæresirkulasjonen påvirker havsirkulasjonen – og vise versa. Dette er beskrevet i kapittel 3.3.

2.1.2 Havsirkulasjon

Hovedtrekkene ved havklimaet i det nordlige Atlanterhavet og de nordiske hav er nordgående transport av varme og salte vannmasser i de øverste 500 meterne av havet i øst og sørgående transport av kalde og ferske vannmasser i dypet og i vest.

De varme og salte vannmassene kommer fra Golfstrømmen og forlengelsen av denne, kjent som Atlanterhavstrømmen. Mellom Island, Færøyene og Skottland strømmer det nordover mellom 8 og 9 millioner kubikkmeter varmt og salt atlanterhavsvann per sekund, eller 8–9 Sv (= sverdrup, der 1 Sv = 106 m³ per sekund). Til sammenligning er samlet avrenning fra alle verdens elver på rundt 1,2 sverdrup. Det er derfor store mengder varmt og salt vann som strømmer inn i de nordiske hav. Denne varmekilden (samt næringsstoffene den bringer med seg) er særdeles viktig for de marine økosystemene i Norskehavet og Barentshavet. Den gjør at hele norskekysten og en stor del av Barentshavet er isfritt om vinteren, og den påvirker lufttemperaturen i området, og da særlig for kystnære områder.

Innstrømningen av atlanterhavsvann til de nordiske hav er omtrent jevnt fordelt mel-

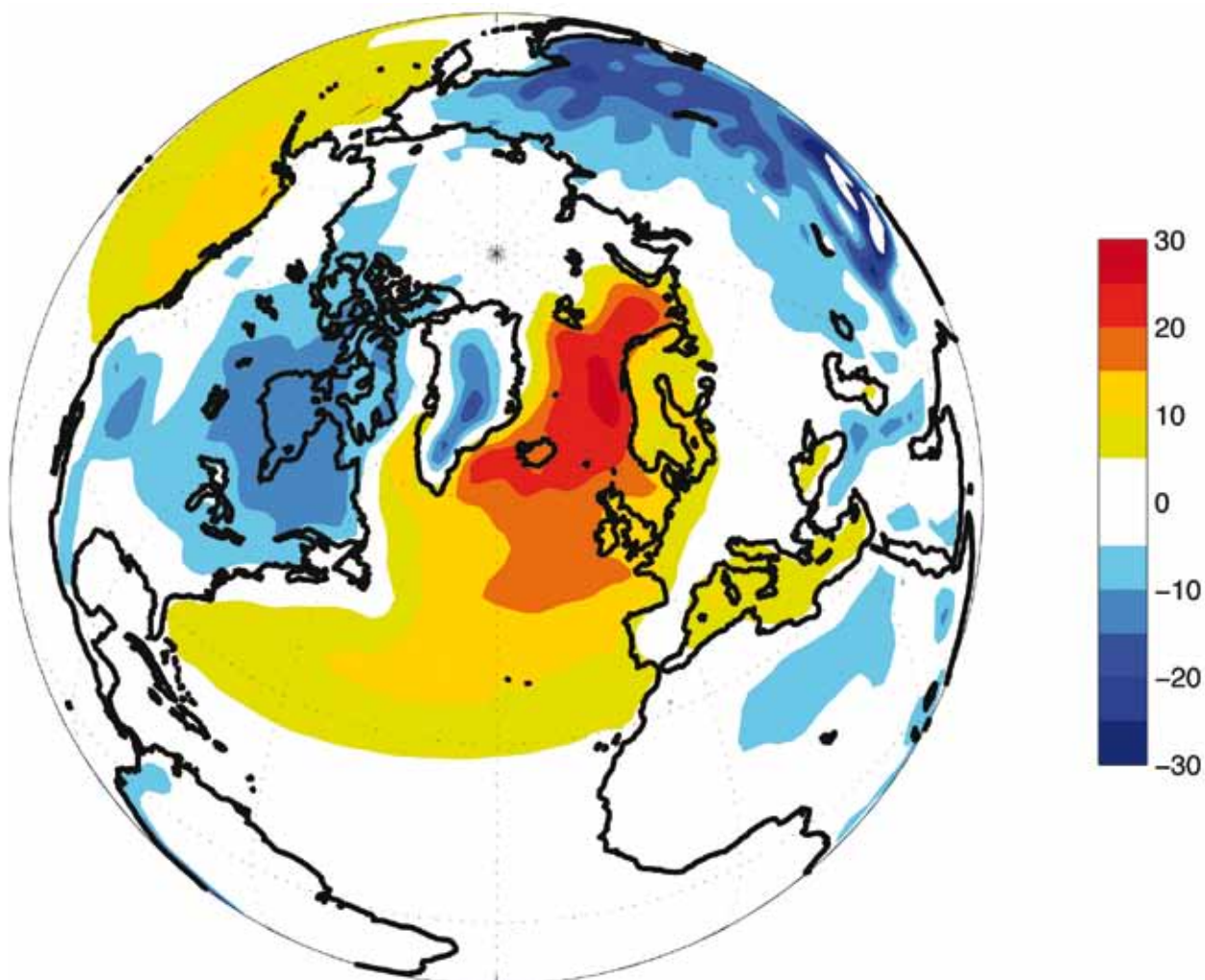
lom hver side av Færøyene og strekker seg over de øverste 500–600 meterne av vannsøylen. Årsmidlet temperatur ved Færøyene for de øverste 200 meter av vannsøylen er rundt 9 °C, og saltholdigheten er cirka 35,3 promille (Furevik m.fl., 2002). Både temperatur og saltholdighet avtar ettersom vannmassene strømmer nordover langs norskekysten, slik at årsmidlet temperatur langs Kolasnittet i Barentshavet er på rundt 4 °C (figur 3.3.2).

Kombinasjonen av varme transportert i havet og i atmosfæren, den siste i særlig grad knyttet til vestavindsbeltet vinterstid, fører til at det kystnære Norge og havområdene utenfor har en vintertemperatur som er fra 10 til mer enn 20 grader høyere enn middeltemperaturen for tilsvarende breddegrad for jorden, se figur 2.1.3.

Det er ikke mulig å entydig tallfeste det relative bidraget til varme som atmosfæren

Figur 2.1.3

Temperaturavvik (°C) fra middeltemperatur for hver breddegrad for vintermånedene desember–januar–februar. Data fra NCAR/NCEP reanalyse, figur fra Tore Furevik, Universitetet i Bergen/Bjerknessenteret.



og havet tilfører Norge og tilstøtende havområder. Grunnen til dette er at atmosfæren og havet er koplet på en slik måte at endringer i havets overflatetemperatur påvirker atmosfærens temperatur og sirkulasjon, og vise versa. Skulle golfstrømsystemet stoppe opp (noe som er et hypotetisk og usannsynlig scenario, se avsnitt 5.4.1), indikerer klimamodellene at årsmidlet temperatur i Norges nærområder kan falle med 5–10 °C. Dette tilsvarer rundt halvparten av temperaturavviket i figur 2.1.3, noe som viser at både atmosfæren og havet gir særdeles viktige bidrag til den høye temperaturen vi har i våre nærområder.

Transporten av atlantehavsvann som strømmer inn i de nordiske hav, er balansert av en tilsvarende sørgående transport. Den sørgående transporten har to hovedkomponenter; en grein som strømmer sørover i de dypeste delene av ryggen mellom Grønland, Island, Færøyene og Skottland (Grønland–Skottland-ryggen), og en grein som strømmer sørover langs Grønlands østlige kyst. Begge greinene har en temperatur som er betydelig lavere enn det innstrømmende atlantehavsvannet, typisk kaldere enn 2 °C.

Egenskapene til vannmassene som utgjør den dype utstrømningen fra de nordiske hav framkommer som følge av en gradvis nedkjøling av det varme, nordgående atlantehavsvannet. Denne nedkjølingen, samt innblanding av ferskere kyst- og polarvann, finner sted i de nordiske hav, Barentshavet og Arktis. Det tar fra noen år til mer enn hundre år fra atlantehavsvannet strømmer inn i de nordiske

hav, til det forlater området. Den korteste oppholdstiden er typisk for de vannmassene som sirkulerer rundt periferien av de nordiske hav (i retning mot klokken), mens den lengste oppholdstiden gjelder for vannmassene som entrer Arktis.

Omdanningen av varmt og salt overflatevann til kaldt og ferskt bunnvann er med på å opprettholde den storstilte havsirkulasjonen i Atlanterhavet og de nordiske hav. I tillegg til denne omveltningen – kjent som termohalin sirkulasjon – drives havsirkulasjonen av vindene som blåser på havets overflate. Endringer i havsirkulasjonen, om de er naturlige eller menneskeskapte, vil derfor kunne framkomme av endret vindpådrag eller endringer i havets temperatur- og saltfordeling.

På tilsvarende måte som det er naturlige variasjoner i den atmosfæriske sirkulasjonen, og da i særlig grad knyttet til NAO (se avsnitt 2.1.1), er det også naturlige variasjoner i havsirkulasjonen og i havets temperatur- og saltfordeling (se avsnitt 3.3). Generelt er variasjonene i atmosfæren større og raskere enn i havet. Viktige årsaker til dette er den store forskjellen i egenvekt mellom luft og vann, og at havsirkulasjonen er fysisk begrenset av havbassengenes form og utstrekning. På tross av dette er det observert raske variasjoner i havklimaet i de nordiske hav. Dette skyldes at de nordiske hav er plassert mellom varme og salte vannmasser i sør og øst, og kalde og ferske vannmasser i nord og vest. Små endringer i vannmassefordelingen vil derfor gi store utslag. Se avsnitt 3.3 for en beskrivelse av dette.

2.2 Klima

Klimaet på et sted beskrives vanligvis ved hjelp av middelverdier og variasjonene rundt disse. Et vanlig begrep innen klimatologi er «normaler», som er betegnelsen på middelverdier for bestemte 30-års perioder. Normaler beregnes for en rekke meteorologiske og hydrologiske elementer, og de er etter en internasjonal avtale middelverdier for årene 1901–30, 1931–60, 1961–90, 1991–2020 osv. Dette er gjort for at man over hele verden skal kunne benytte og sammenligne middelverdier for samme periode. I dagens digitaliserte verden er det selvfølgelig mulig å beregne middelverdier for vilkårlige 30-års perioder, f.eks. 1971–2000 eller 1979–2008 (se kapittel 4). For å skille mellom slike verdier, kalles gjerne de ovennevnte periodene for «standard normalperioder». I denne rapporten er «normalverdier» middelverdier for standardnormalperioden 1961–90.

Beliggenheten i vestavindsbeltet og med en stor og varm havstrøm utenfor kysten gjør at klimaet i Norge er mer gunstig enn hva breddegrad alene skulle tilsi. Men det er store variasjoner i klimaet i Norge; både geografisk og over tid. Fra Lindesnes til Nordkapp strekker landet seg over mer enn 13 breddegrader, noe som er like langt som fra Lindesnes til Middelhavet. Dessuten er det store forskjeller i mottatt solenergi gjennom året. Forskjellene er størst i Nord-Norge og i Arktis, med midnattsol om sommeren og mørketid om vinteren. I tillegg medvirker terrenget til at det blir store lokale forskjeller over korte avstander.

2.2.1 Lufttemperatur

Hav og landområder reagerer forskjellig på innstrålt solenergi. Landområder varmes opp og kjøles ned hurtigere enn havområder. Forskjellene mellom de høyeste og laveste lufttemperaturene blir dermed større over innlandet enn over og nær havområdene. Vi får henholdsvis et kontinentalt og et maritimt klima. I områder med maritimt klima vil vintrene være varmere og somrene kjøligere enn i det kontinentale klimaet.

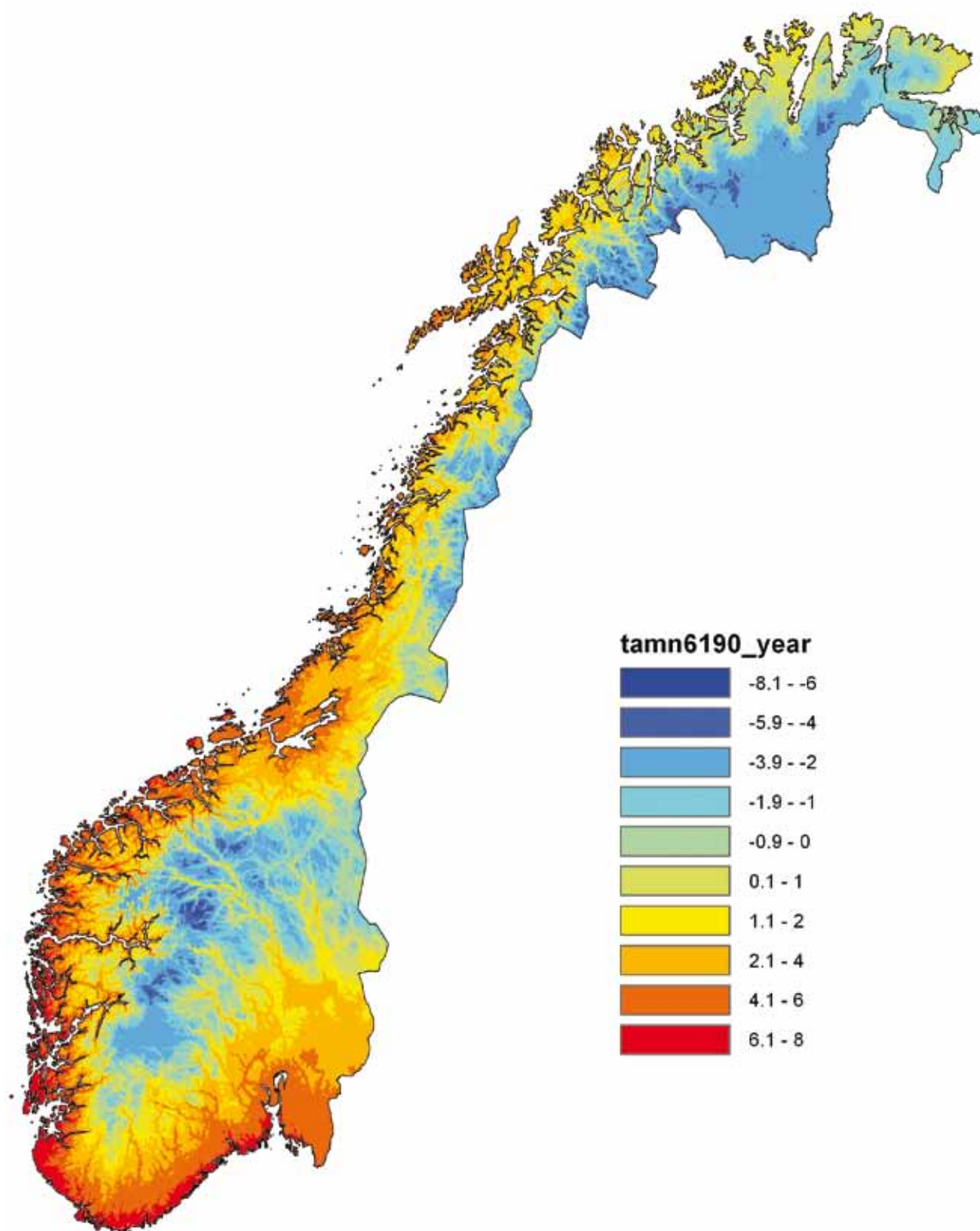
Over Skandinavia strømmes det i store

delar av året luftmasser fra Atlanterhavet inn over land, og store deler av Norge har et maritimt klima. Langs kysten av Norge er forskjellen mellom høyeste og laveste normale månedsmiddeltemperatur 10–15 °C. I Norge reduserer riktignok fjellkjedene den maritime innflytelsen nokså raskt, men den er likevel merkbar også i indre strøk av Østlandet og Finnmark, de deler av landet som har mer kontinentalt klima. Forskjellene mellom høyeste og laveste normale månedsmiddeltemperatur er i disse områdene 20–30 °C.

Årsmiddeltemperaturen midlet over hele Norge er ca. +1 °C, og figur 2.2.1 viser at den høyeste normale årstemperaturen er å finne langs kysten. Om sommeren er riktignok den normale månedstemperaturen langs kysten lavere enn i innlandet, men i innlandet bidrar de lave vintertemperaturene til å trekke ned årstemperaturen. På Østlandet fører dette til at normal årstemperatur kommer på linje med årstemperaturen i lave og kystnære områder i Nord-Norge. På Vestlandet og i Nord-Norge gir fjell og fjorder store forskjeller i årstemperatur over meget små avstander. På Østlandet avtar temperaturen jevnere med avstanden fra kysten.

Det varmeste området på årsbasis er kystsonen fra Lista til Stad, der årstemperaturen er på over 6 °C (figur 2.2.1). Det kaldeste området i lavere strøk er Finnmarksvidda, hvor målestasjonen Siččajavre har laveste årstemperatur med –3,1 °C. I høyfjellsstrøkene er det store områder som har normal årstemperatur lavere enn –4 °C. På Svalbard har både Longyearbyen og Ny-Ålesund normal årstemperatur på ca. –6 °C, mens Bjørnøya og Jan Mayen har hhv. –2 og –1 °C.

Figur 2.2.2 viser at vinterstid (desember – februar) har store deler av kyst- og fjordområdene fra Oslofjorden til Vesterålen middeltemperatur nær 0 °C, og at middeltemperaturen er over 0 °C ytterst på kysten fra Kristiansand og opp til Trondheimsfjorden. I høyfjellet og i indre strøk av Østlandet og Nord-Norge er normal vintertemperatur lavere enn –10 °C.

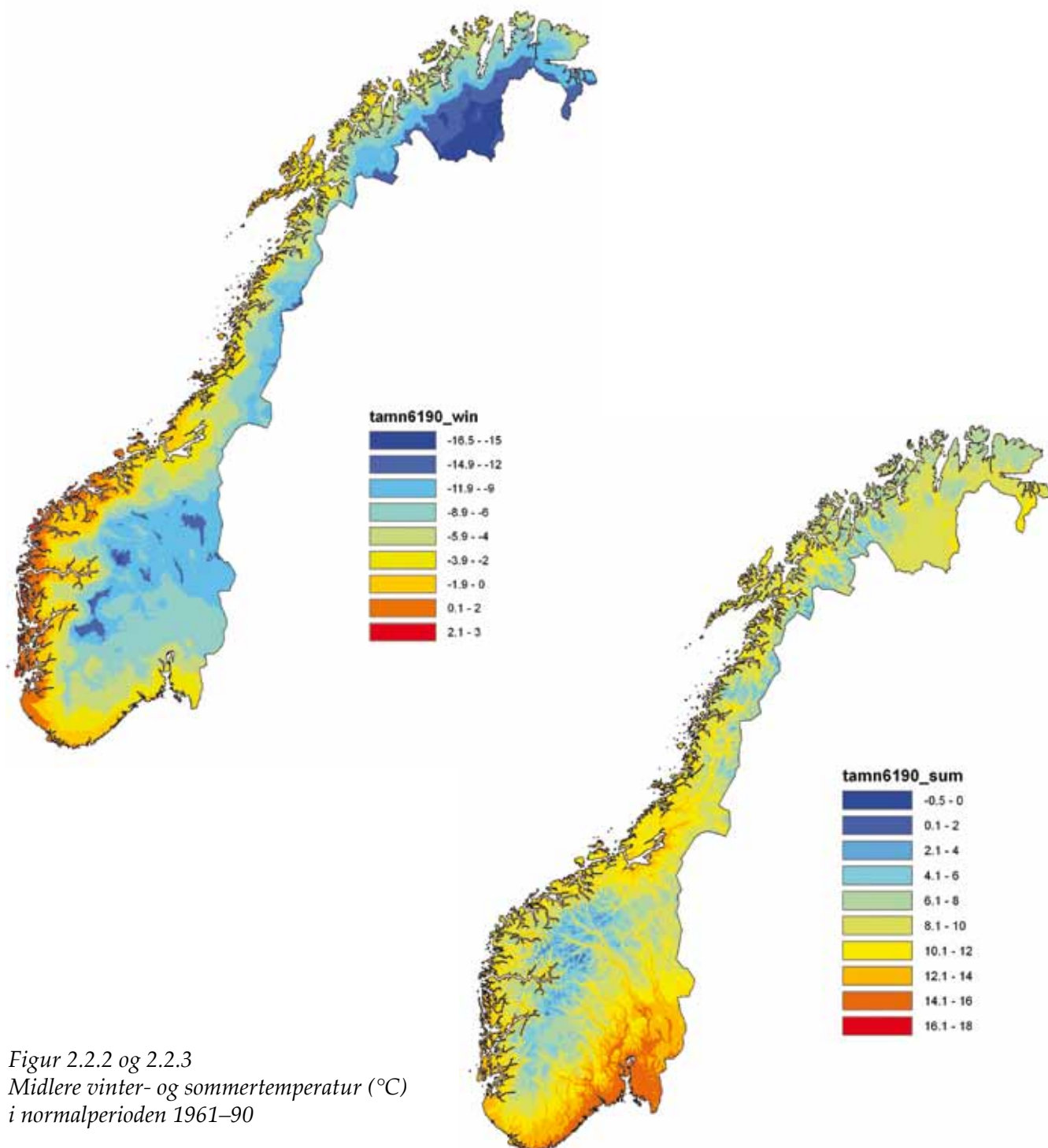


Figur 2.2.1
Årsmiddeltemperatur (°C) i normalperioden 1961–90

I Arktis har både Longyearbyen og Ny-Ålesund normal vintertemperatur på ca -14°C , Bjørnøya -8 og Jan Mayen -6°C .

Sommerstid (juni–august) er middeltemperaturen høyest i lavlandet østafjells (figur 2.2.3). Også fjordstrøkene på Vestlandet og langs Trondheimsfjorden har relativt høye sommertemperaturer. Figuren viser også

normaltemperaturer godt over 10°C i indre fjordstrøk i Troms og Finnmark og på Finnmarksvidda. Lavest sommertemperatur er det i høyfjellet (på Fanaråken (2062 moh.) er normaltemperaturen 2°C) og i Arktis (Jan Mayen, Bjørnøya og Ny-Ålesund ca. 3°C og Longyearbyen ca. 5°C).



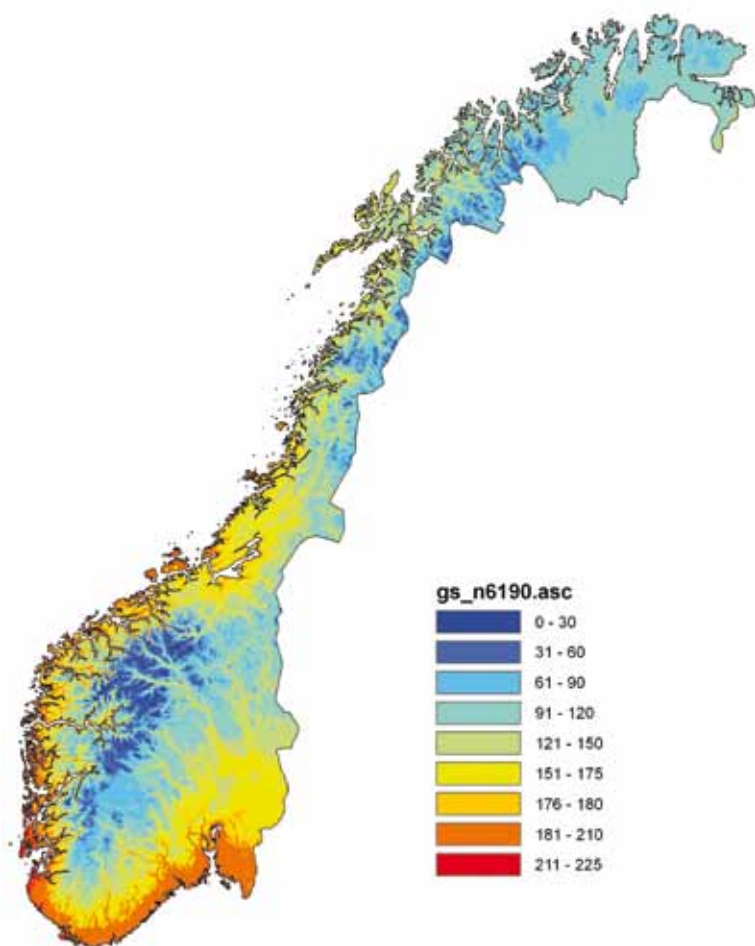
Figur 2.2.2 og 2.2.3
Midlere vinter- og sommertemperatur (°C)
i normalperioden 1961–90

2.2.2 Vekstsesong

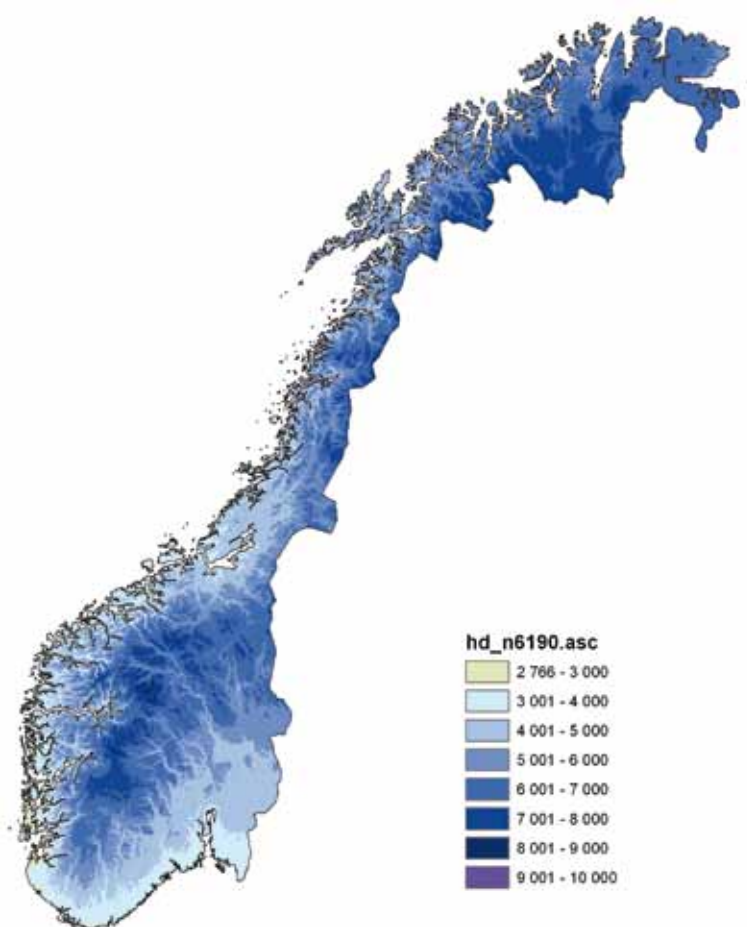
Lufttemperatur er en av de begrensende faktorer for vekstsesongen i Norge. Plantearter reagerer ulikt på temperaturforholdene, og det er også andre faktorer som spiller en rolle (nedbør, snødekke, stråling, jordsmonn, eksposisjon osv.). Det er en rekke definisjoner på den temperaturbestemte vekstsesong, men Carter (1998) argumenterte for at sesongen for aktiv plantevekst i de nordiske land bør defineres som perioden der døgnmiddeltemperaturen er over 5 °C. Antall døgn med middeltemperatur >5 °C er derfor en ofte brukt

indikator på lengde av vekstsesong, og den er også benyttet i denne rapporten. Siden begynnelsen av 1980-årene er det også foretatt kartlegging av vekstsesongen i Norge basert på en vegetasjonsindeks beregnet fra satellittbilder (Karlsen m.fl., 2006).

I lavlandet i Sør-Norge nordover til og med Trøndelag og videre nordover i lavere kystnære områder til Bodø går normal døgntemperatur over 5 °C før 1. mai, mens den i flere høyfjellsstrøk ikke gjør det før etter 15. juni (Aune m.fl., 1993). I de samme høyfjellsstrøkene og på Finnmarksvidda faller nor-



Figur 2.2.4
Lengde (dager) av vekstsesong
i normalperioden 1961–90



Figur 2.2.5
Fyringsgraddagsum i normalperioden 1961–90

mal døgntemperatur under 5 °C allerede før 15. september, mens ytterst langs kysten fra Trøndelag og sørover skjer ikke dette før etter 1. november. Vekstsesongen er lengst (opptil 225 døgn) ytterst langs kysten av Vestlandet (figur 2.2.4). Vekstsesongen er noe kortere i indre strøk på Østlandet, hvor for eksempel Mjøs-området har ca. 165 døgn. På store deler av Finnmarksvidda er vekstsesongen mellom 90 og 120 døgn. I høyfjellet og deler av Varangerhalvøya er den temperaturbestemte vekstsesongen under 70 døgn.

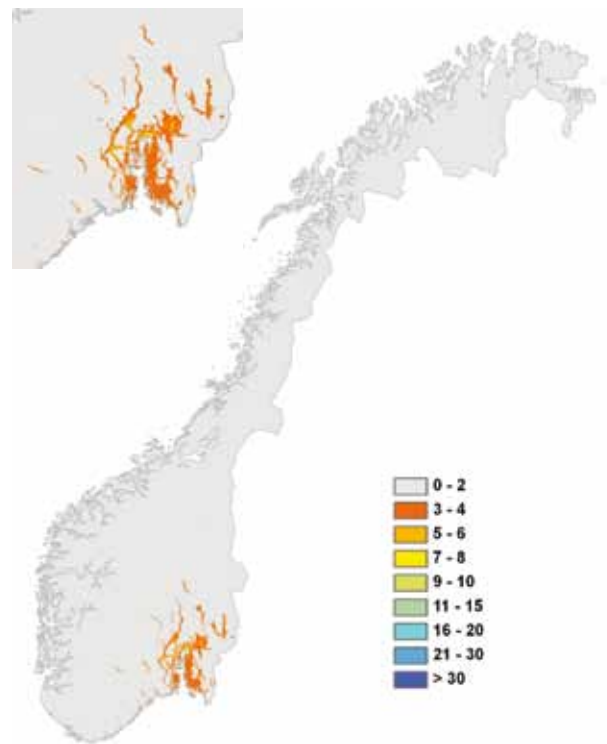
2.2.3 Fyringssesong og fyringsgraddager

Fyringssesongen er den delen av året da bygninger trenger oppvarming, og dette er i foreliggende analyse definert som perioden av året da døgnmiddeltemperaturen er under 10 °C (Skaugen og Tveito, 2002). Energiforbruk til oppvarming er nøye korrelert med summen av fyringsgraddager (Førland m.fl., 2004). Fyringsgraddager er her definert som differansen mellom døgnmiddeltemperatur og en terskelverdi på 17 °C og settes lik null for døgn med middeltemperatur over 10 °C (Skaugen og Tveito, 2002). Dvs. at en dag med døgnmiddeltemperatur på -10 °C vil bidra med et fyringsgraddagstall på $17 - (-10) = 27$. Fyringsgraddagssummen er summen av slike verdier. I de nordiske land er energiforbruket til boligoppvarming også avhengig av andre klimaforhold (vindstyrke og stråling), samt faktorer som henger sammen med demografiske endringer, levestandard, krav til inneklima og bygningskonstruksjoner (Venäläinen m.fl., 2004).

Ytterst på kysten av Vestlandet er årssummen av fyringsgraddager (HDD) i normalperioden på under 3000 (figur 2.2.5). Nær Oslofjorden, på Sørlandet og i fjordstrøkene opp til Trondheimsfjorden er HDD mellom 3000 og 4000, mens den i indre strøk av Østlandet, i høyfjellet og i indre strøk av Nord-Norge er på over 6000.

2.2.4 Varme døgn

«Tropedøgn» er ofte brukt om døgn der maksimumstemperaturen er over 30 °C, og nattemperaturen ikke er under 20 °C. Dette forekommer meget sjelden i Norge. I de nordiske land brukes begrepet tropenatt om døgn da temperaturen om natten ikke faller under 20 °C. Slike døgn er ikke uvanlige på sensommeren ytterst i Oslofjorden og på sørlandskysten når sjøtemperaturen er høy, men forekommer også på Vestlandet og i Nord-Norge. I Norge er «tropedøgn» bare blitt registrert et



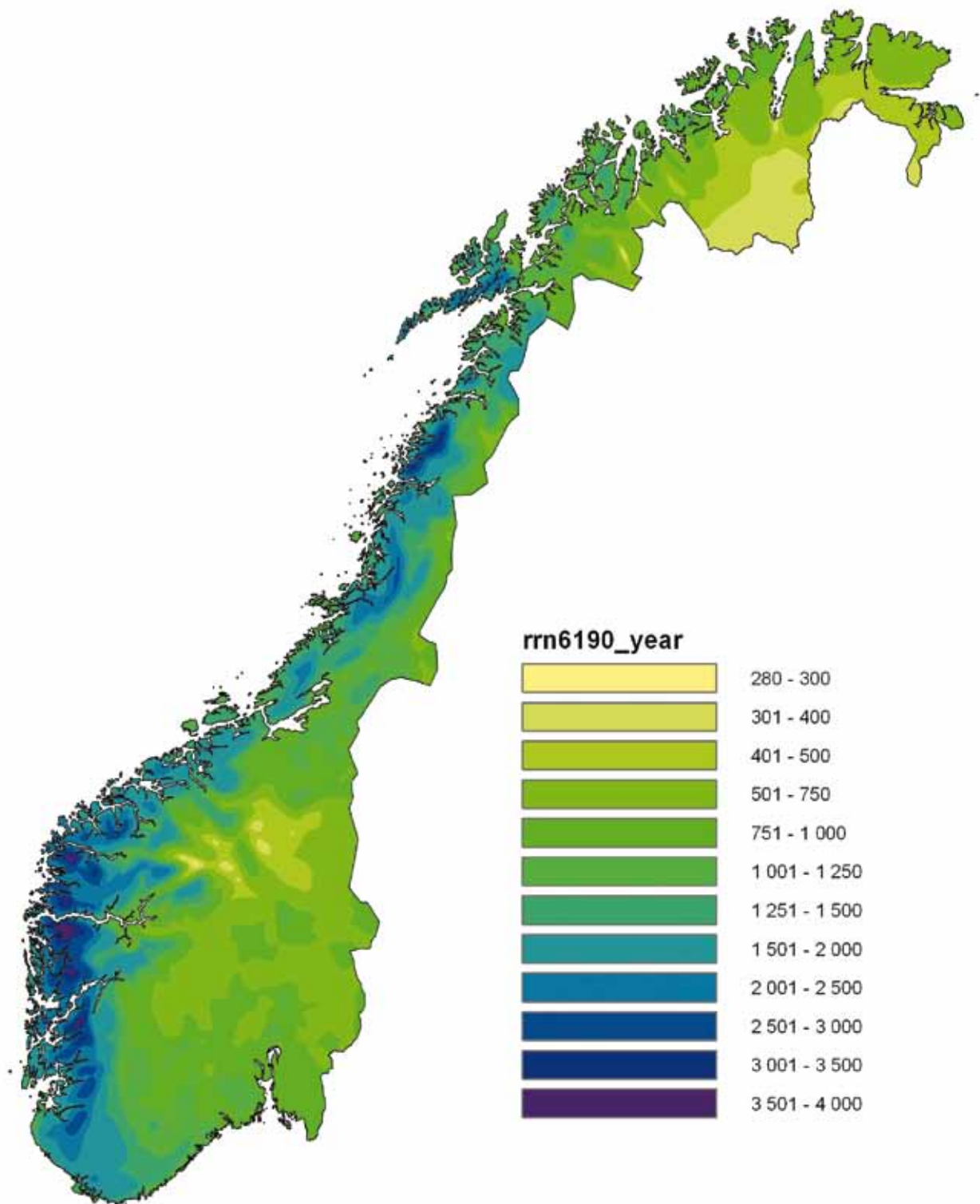
Figur 2.2.6
Midlere antall døgn med middeltemperatur over 20 °C i normalperioden 1961–90

få tall ganger. For å få en mer robust indikator på forekomst av varme døgn som kunne brukes både for observert og projisert temperatur, har vi i denne rapporten benyttet døgn der døgnmiddeltemperaturen er høyere enn 20 °C.

Figur 2.2.6 er basert på utjevnete kart med et rutenett på 1x1 km. Den viser at det bare er områdene nær Oslofjorden som i normalperioden 1961–90 hadde mer enn to døgn per år med døgnmiddeltemperatur på over 20 °C. Høyeste verdi (ca. åtte døgn per år) finnes i et lite område i lavereliggende strøk innerst i Oslofjorden. Døgn med så høy middeltemperatur forekommer også i andre deler av landet, men så sjelden at normalverdien er på under to døgn/år.

2.2.5 Års- og årstidsnedbør

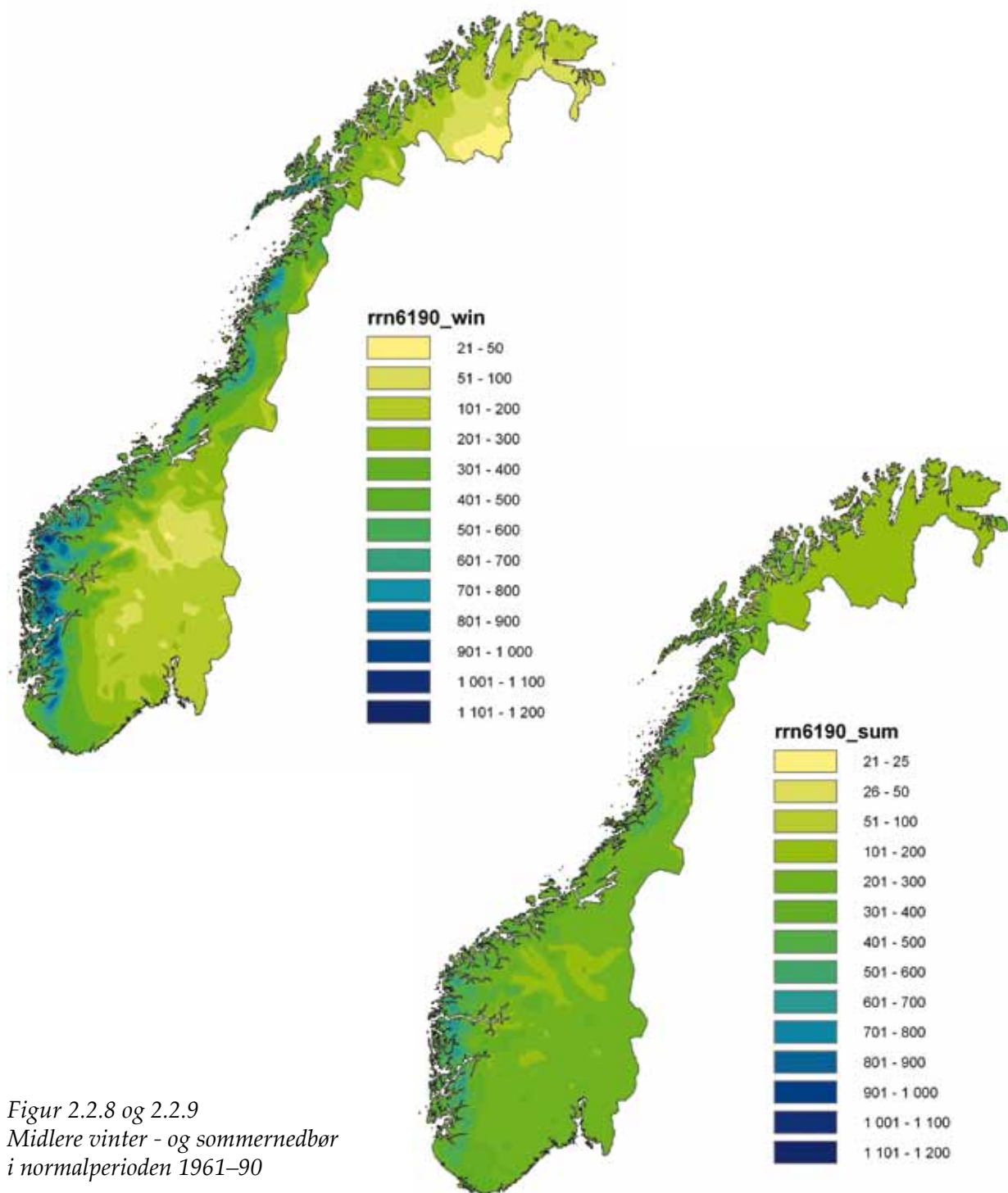
Figur 2.2.7 viser at årsnedbøren er størst i midtre strøk av Vestlandet. Størst målt normal årsnedbør (3575 mm) har stasjonen Brekke like sør for munningen av Sognefjorden, og flere andre stasjoner i dette området har nesten like høye verdier. De største nedbørmengdene kommer imidlertid i fjellområder, hvor det er meget vanskelig å få målt nedbøren. Deler av de vestligste breområdene i Norge har trolig normal årsnedbør på godt over 5000 mm (se kapittel 2.3.2). Maksimumssonen for



Figur 2.2.7
Midlere årsnedbør (mm) i normalperioden 1961–90

nedbør på Vestlandet er blant de mest nedbørrike områdene i Europa. Nordover avtar årsnedbøren noe, og det skyldes vesentlig at lufttemperaturen avtar. Men flere steder langs kysten av Nord-Norge er det områder med årsnedbør godt over 2000 mm. Indre deler av Østlandet, Finnmarksvidda og enkelte mindre områder nær grensen mot Sverige ligger i le for de fuktige luftstrømmene fra vest.

I disse områdene er årsnedbøren meget lav, og mesteparten kommer i juli og august når bygevirksomheten er sterkest. Ved enkelte målestasjoner øverst i Gudbrandsdalen og i indre Troms er årsnedbøren lavere enn 300 mm. Den laveste målte årsnedbøren i norske områder er imidlertid i Arktis; ved Svalbard lufthavn med 180 mm. I Ny-Ålesund og på Bjørnøya er målt årsnedbør ca. 370 mm og på Jan Mayen ca. 690 mm.



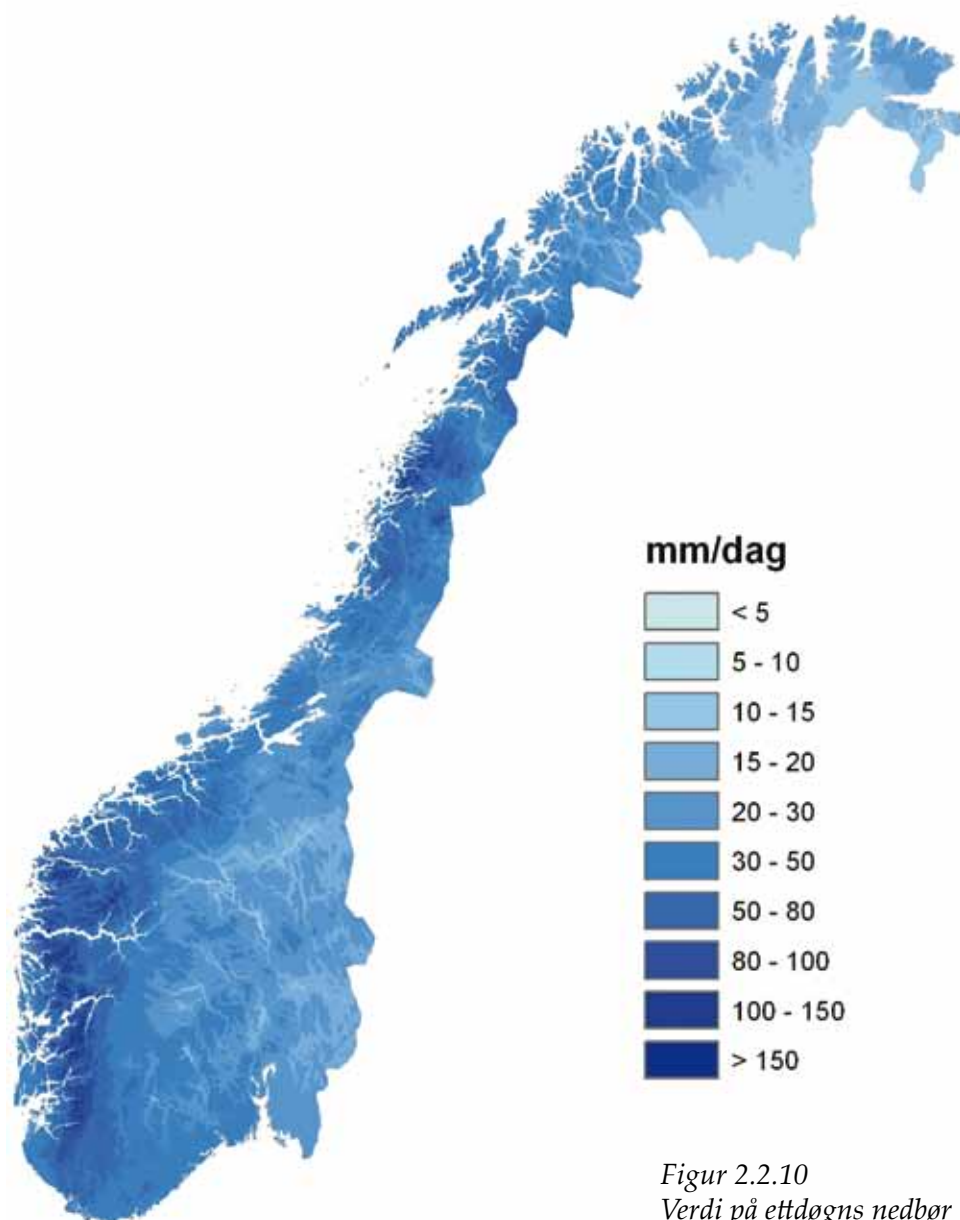
Figur 2.2.8 og 2.2.9
Midlere vinter - og sommernedbør
i normalperioden 1961–90

Vinterstid (figur 2.2.8) er det kvalitative nedbørmønsteret om lag som for årsnedbør; dvs. høye verdier (>1000 mm) i midtre strøk av Vestlandet og lave verdier (<50 mm) øverst i Gudbrandsdalen og i indre deler av Finnmarksvidda. Også i Svalbard-området er målt vinternedbør lav (ca. 45 mm ved Svalbard lufthavn), mens den er noe høyere på Jan Mayen (ca 180 mm). For sommermånedene juni – august (figur 2.2.9) er kontrastene mellom landsdelene langt mindre enn vinterstid. Det er også om sommeren høyest verdier i midtre deler av Vestlandet og på kysten av

Nordland, men over store deler av Norge er normal sommernedbør i intervallet 100–300 mm. I Longyearbyen er sommernedbøren 52 mm, ved Ny-Ålesund og Bjørnøya ca. 90, og på Jan Mayen ca. 150 mm.

2.2.6 Korttidsnedbør

En stor del av infrastrukturen i Norge er dimensjonert etter estimat av påregnelige ekstreme nedbørverdier basert på lange måleserier (Førland m.fl., 2007). I større vassdrag er det kraftig nedbør med varighet på 1–10 døgn som forårsaker de største regnflommene. Det



Figur 2.2.10
Verdi på ettdøgns nedbør (mm) som ble over-
skredet i 1 % av tilfellene i normalperioden
1961–90

er store lokale forskjeller i dimensjonerende nedbørverdier over Norge. Eksempelvis er påregnelig ett-døgns nedbørverdi med returperiode på fem år mindre enn 40 mm i indre dalstrøk på Østlandet og på Finnmarksvidda, og over 130 mm i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet og i Nordland (Førland m.fl., 2007).

For å få en robust indikator på kraftig nedbør som kunne brukes både for observerte og projiserte døgnlige nedbørverdier, er det i denne rapporten valgt ettdøgns nedbørverdi som overskrides i 1 prosent av tilfellene, dvs. en ettdøgnsverdi som i gjennomsnitt bare overskrides 3–4 ganger per år. Figur 2.2.10 viser at nivået på denne 1 %-verdien i normalperioden 1961–90 varierte fra under 15 mm på Finnmarksvidda og i indre dalstrøk på Øst-

landet til over 100 mm (maks verdi 143 mm) i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet.

I byer og tettbygde strøk er det oftest kraftig nedbør i løpet av noen få timer som forårsaker flest skader. Ifølge Lindholm m.fl. (2008) har flommer i tettstedene i de senere år forårsaket stadig større skader. Ledningsnettene har ikke klart å holde tritt med økningen i vannmengdene. Både økende urbaniseringsgrad og endringer i klimaet de seneste tiårene har ifølge Lindholm m.fl. (2008) bidratt til problemet. Et viktig grunnlag for dimensjonering av ledningsnett for overvann i Norge er måleserier foretatt med registrerende nedbørmålere. Fra disse måleseriene er det (se www.met.no) utarbeidet detaljert statistikk (såkalte «Intensitet-Varighet-Frekvens (IVF)-kurver») over nedbørintensitet som må forventes i lø-

pet ulike varigheter (fra 1 minutt til 24 timer) og for ulike returperioder. I hovedtrekk er det Østlandet som har de største nedbørverdiene i løpet av varigheter fra et minutt til en time, Sørlandet de største i løpet av 2–6 timer, mens Vestlandet dominerer for varigheter fra 12 timer og oppover (Mamen og Iden, 2009). Også i andre landsdeler kan det forekomme meget kraftig nedbør i ekstreme bygesituasjoner. En kraftig byge i Molde i august 1986 har verdier på nivå med de kraftigste østlandsbygene for alle varigheter fra 1–15 minutter.

2.2.7 Ekstrem vindhastighet

Harstveit (2005) har utarbeidet kart over dimensjonerende ekstreme vindverdier med 50 års returperiode for Norge og nærliggende havområder. Disse estimatene gir midlere vindhastighet i løpet av 10 minutter, og gjelder 10 m over bakken i områder som er fritt eksponert. De laveste verdiene (22–24 m/s, liten storm) ble stipulert for indre deler av Østlandet og indre deler av Finnmark og Troms. Langs store deler av kysten er påregnelig 50 års verdi orkan (>32,6 m/s). For enkelte spesielt vindutsatte områder på fastlandet og i nærliggende havområder er 50-årsverdien ifølge Harstveit (2005) tett opp mot 40 m/s.

2.3 Hydrologi / skred

2.3.1 Det hydrologiske kretsløpet

Det hydrologiske kretsløpet beskriver hvordan vann faller på landområder i form av nedbør, hvordan det akkumuleres i form av snø og is eller infiltreres ned i bakken som markvann og lagres som grunnvann, hvordan vann fordampes og hvordan det transporteres i elvene til det når havet. Vann fordampes fra havene så vel som fra landområdene og gir grunnlag for ny nedbør. Klimaendringer vil forsterke eller svekke de ulike komponentene i kretsløpet.

2.3.2 Normalavrenningen i Norge

Normalavrenningen i Norge beregnes som for klimadata, for 30-års perioder (se kapittel 2.2). Gjeldende normal er middelerverdier for perioden 1961–90. Figur 2.3.1 viser normalavrenningen (til venstre) og årlig fordampning i normalperioden (til høyre), beregnet ved bruk av en griddet versjon av HBV-modellen basert på et landsdekkende grid med oppløsning 1 x 1 km² (Beldring m.fl., 2003). Midlere nedbør (se figur 2.2.7) for fastlands-Norge er beregnet til 1486 mm, fordampningen 346 mm og avrenningen 1140 mm.

Usikkerheten er anslått til å variere fra 5 til 25 prosent, og den vil normalt øke når størrelsen av området avtar. Forskjellen i normalavrenning er stor mellom ulike landsdeler og nedbørfelt. Det er estimert en normalavrenning på rundt 5400 mm/år ved Ålfotbreen i Nordfjord, mens normalavrenningen i mindre befrie elver i Ottadalen, Lesja og Folldal er på 350 mm. Fordampningen er estimert til å være over 500 mm i året langs Oslofjorden, på Sørlandet og på Fosenhalvøya i Trøndelag. På breområdene i høyfjellet er den estimert til å være mindre enn 50 mm i året.

Sesongfordelingen av avrenningen varierer betydelig fra nedbørfelt til nedbørfelt avhengig av hvor i landet og i hvilket høydeintervall feltet ligger. Dette styres i hovedsak av akkumulasjon av snø om vinteren og når snøsmeltingen inntreffer. I figur 2.3.2 er vist

eksempler på midlere, høyeste og laveste daglige verdi over året i normalperioden for typiske nedbørfelt i ulike deler av Norge. Mens de mest kystnære felt har høyest avrenning om vinteren og høsten, har høyfjellsfelt og befelt høy avrenning om sommeren og svært lav avrenning om vinteren.

2.3.3 Snø

I normalperioden har så godt som hele Norge snødekke i hele eller deler av vinteren. Unntaket er mindre nedbørfelt ytterst på kysten, der snødekket er ustabilt og kan mangle i mange år. I figur 2.3.3 er midlere maksimal årlig snømengde uttrykt i millimeter vann vist i kartet til venstre. Totalt varierer maksimal årlig snømengde fra nær null til mer enn 3000 mm. Varigheten av snødekket varierer betydelig fra kystnære felt med nær null døgn til høyfjellsfelt med opp mot 300 døgn – og breene med snø/isdekke hele året. Figur 2.3.3 (høyre kart) viser varigheten (døgn/år) av snødekket i normalperioden.

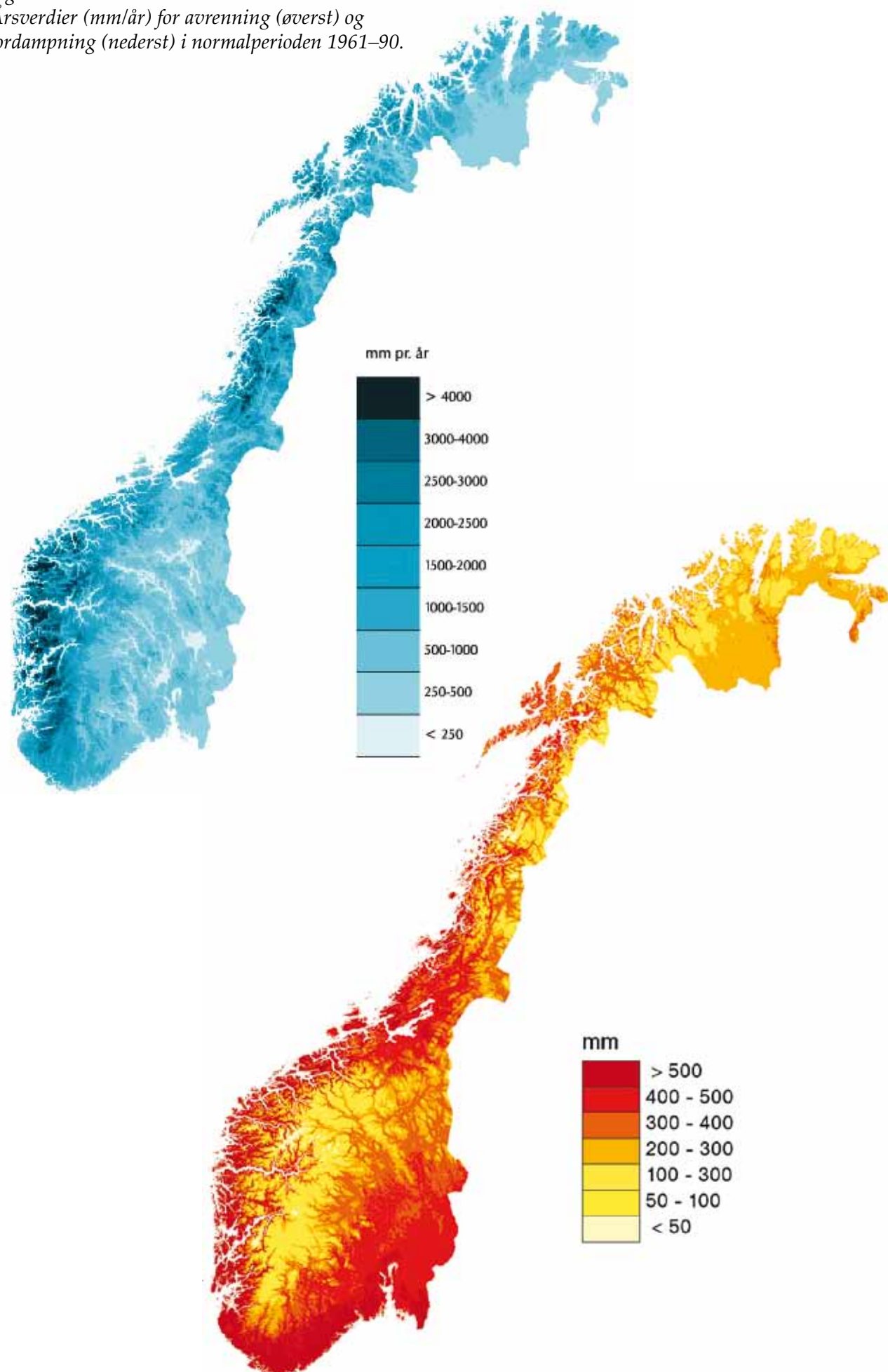
2.3.4 Flom og tørke

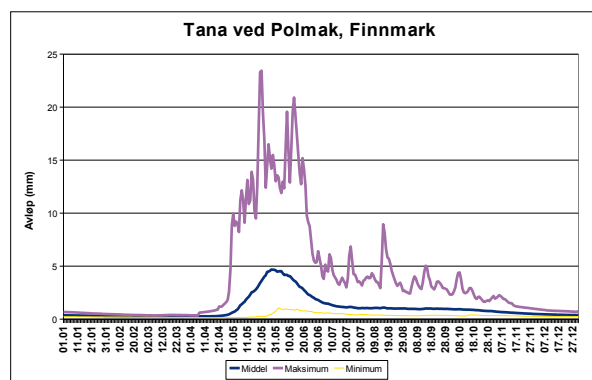
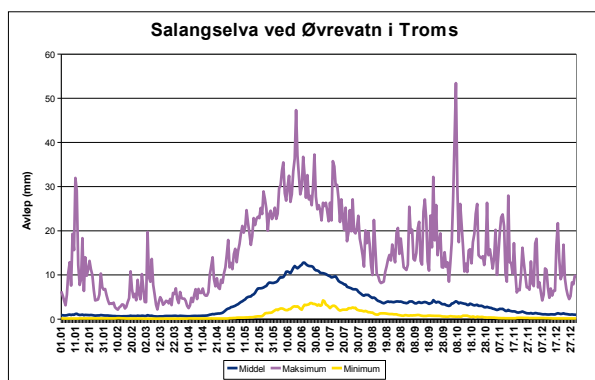
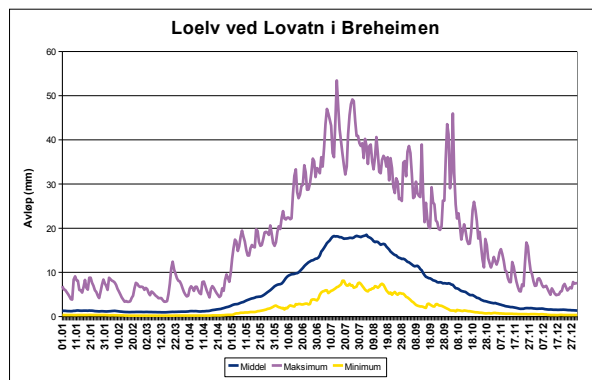
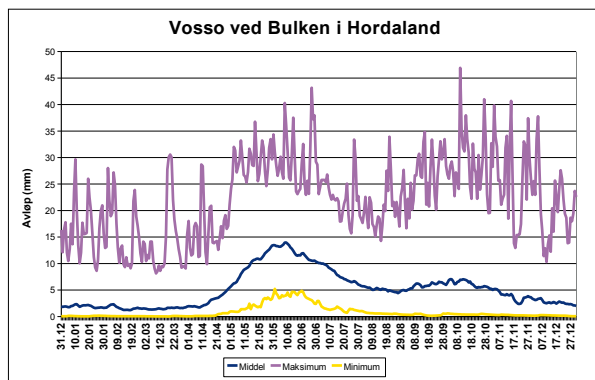
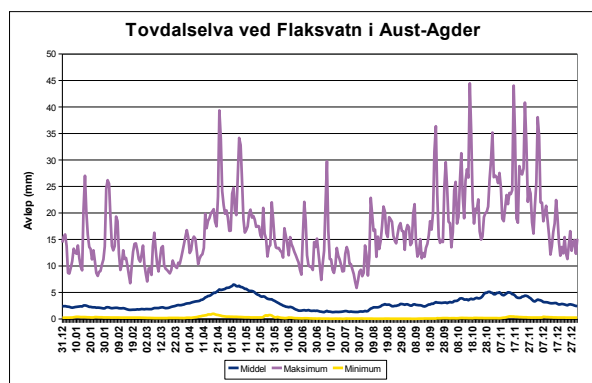
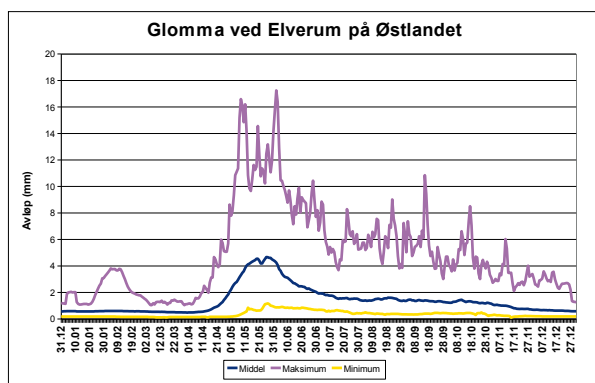
Flommer i Norge skyldes snøsmelting, snøsmelting i kombinasjon med regnvær, langvarig regnvær og intense skybrudd. Hvilke årsaker som dominerer, varierer fra periode til periode og landsdel til landsdel.

Tørke kan defineres som et vedvarende underskudd på vann over et større område, og kan dermed sies å være et avvik fra det normale for variabler som nedbør, avrenning, mark og grunnvann (Tallaksen og van Lanen, 2004).

Naturlige klimavariasjoner gir noen ganger stor mangel på nedbør i et lengre tidsrom (meteorologisk tørke). Fraværet av nedbør forplanter seg gjennom det hydrologiske kretsløpet, og kombinert med høy fordampning kan et stort markvannsunderskudd oppstå (jordbrukstørke). Dette kan igjen gi lite vann i vassdrag og uttapping av grunnvannsmagasin (hydrologisk tørke som inkluderer både avrennings- og grunnvannstørke).

Figur 2.3.1
 Årsverdier (mm/år) for avrenning (øverst) og
 fordampning (nederst) i normalperioden 1961–90.





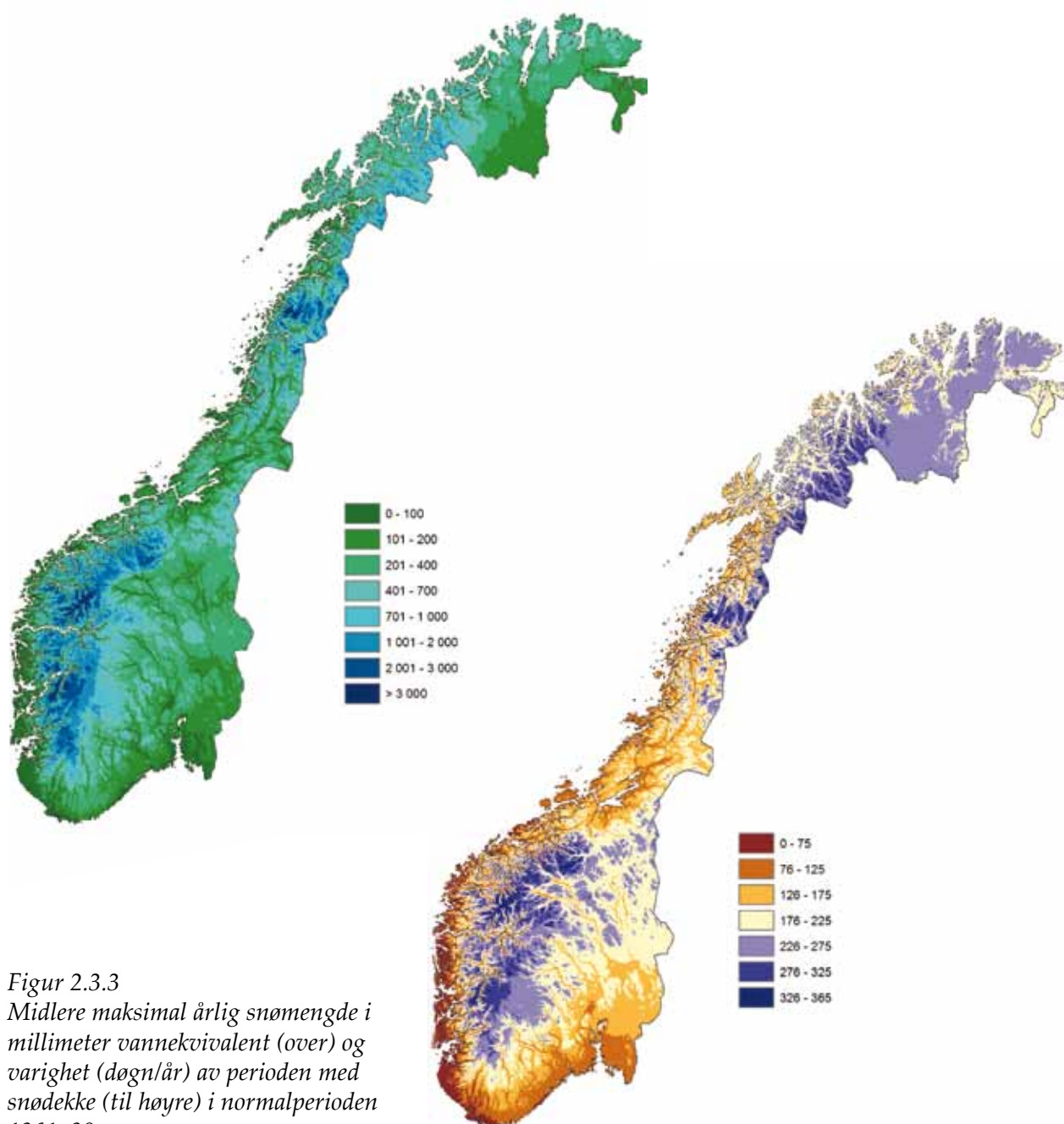
Figur 2.3.2
Normalavrenningen (mm/døgn), høyeste og laveste observerte avrenning på hver dag i året for utvalgte nedbørfelt i Norge

I Norge kan langvarige kuldeperioder føre til at vannføring og grunnvannstand blir unormalt liten. Vi snakker da om «vintertørke». Hos oss kan noen av de mest alvorlige tørkeperiodene skyldes sommertørker som går direkte over i en vintertørke.

Tørke kan blant annet føre til problemer i jord- og skogbruk, for vannforsyning og for vannkraftproduksjonen. Skogbranner og tomme brønner er også konsekvenser av tørke.

2.3.5 Skred

Skred forekommer særlig i bratt terreng, med unntak av leirskred i lavlandsområder under marin grense. Det skilles gjerne mellom snøskred, løsmasseskred og fjellskred/steinsprang. Avhengig av vanninnholdet i snøen skiller man mellom tørrsnøskred, våtsnøskred og sørpeskred. Løsmasseskred omfatter kvikkleireskred og jordskred/flomskred. Av disse skredtypene kan særlig snøskred og jord/flomskred forårsakes av ekstreme værforhold (Kronholm og Stalsberg, 2009).



Figur 2.3.3
Midlere maksimal årlig snømengde i millimeter vannekvivalent (over) og varighet (døgn/år) av perioden med snødekke (til høyre) i normalperioden 1961-90

3. Klimaendringer hittil

Sammendrag

For klimavariabler som temperatur, nedbør og sjøisutbredelse er det store variasjoner fra år til år og fra tiår til tiår. Variasjoner på denne tidsskalaen skyldes i hovedsak naturlige variasjoner i klimasystemet. Men mange tidsserier fra de siste 100–150 år viser også langtidstrender, som er en kombinasjon av både naturlige og menneskeskapte klimapådriv. Ifølge siste IPCC-rapport er det sannsynlig at de siste 50 år har vært en signifikant menneskeskapt oppvarming over alle kontinent bortsett fra Antarktis.

Temperatur

For 6000 til 9000 år siden var sommertemperaturen i Norge antagelig 1,5 til 2 °C høyere enn i normalperioden 1961–90. Dette skyldes at jorda var nærmere sola om sommeren, og at jordaksens helning var større enn den er i dag.

I middelalderen (ca. år 500–1500) lå temperaturen i Skandinavia antagelig 0,5 til 1 °C høyere enn i perioden 1961–90. Årsaken kan ha vært en kombinasjon av høy solaktivitet og få vulkanutbrudd.

Årsmiddeltemperaturen for fastlands-Norge har økt med ca. 0,8 °C de siste hundre årene, og mest om våren.

Det har vært perioder med både stigen og fallende temperatur, men siden 1965 har temperaturen økt med ca. 0,4 °C per tiår.

Vekstsesongen har blitt lengre over hele landet, og fyringsgraddagsummen har avtatt.

Nedbør

For fastlands-Norge har årsnedbøren økt med nesten 20 % siden år 1900, med størst økning om vinteren og minst om sommeren. Årsnedbøren har økt mest på Vestlandet.

For stormhyppighet i våre hav og kystområder er det ingen klar trend siden 1880.

Snøsesongen er blitt kortere de fleste steder.

Permafrost

Temperaturmålinger utført siden 1999 viser at permafrosten i høyfjellet i Norge nå varmes opp i et høyt tempo, og at oppvarmingen er merkbar ned til 60 meters dyp i Jotunheimen.

Hydrologi

Vannføringen varierer mye fra år til år og tiår til tiår. Den observerte temperaturøkningen har generelt ført til økt vannføring om vinteren og våren og tidligere snøsmelting.

Det er tendenser til at Sørøstlandet har fått lengre perioder med lav vannføring om sommeren.

Hav og is

Hundreårs tidsserier av sjøtemperatur fra Atlanterhavsvannet som strømmer langs norskekysten og videre inn i Barentshavet, viser store variasjoner på forskjellige tidsskalaer, men viser også en tendens til oppvarming.

Det er ikke målt noen økning i havnivået langs norskekysten de siste 100 år. Havnivået utenfor norskekysten har steget med ca. 14 cm i denne perioden, men siden store deler av kyst-Norge har en landheving på mer enn 14 cm per 100 år, har havet sunket i forhold til land.

Utbredelsen av sjøis i Arktis ved årsminimum i september har avtatt med ca. 30 % gjennom de siste 30 år. Om vinteren har reduksjonen vært mye mindre slik at i årsmiddel har reduksjonen vært 10–12 % i perioden. I Barentshavet har reduksjonen i isdekket vært størst om vinteren og minst om sommeren.

3.1 Atmosfæreklima i tiden med målinger

3.1.1 Lufttemperatur

På grunnlag av instrumentelle målinger er det etablert serier for midlere global lufttemperatur mer enn 150 år tilbake i tid. Figur 3.1.1 viser global temperaturvariasjon siden slutten av 1800-tallet relativt til 30-års perioden 1979–2008. De blå kurvene angir temperatur over land og hav basert på målinger med termometer, mens de røde kurvene viser to analyser av lufttemperaturen for de nederste 3–5 km av atmosfæren basert på målinger fra satellitt. Alle tidsseriene viser en langtidsøkning av jordens temperatur, der de fleste av de varmeste årene har forekommet helt på slutten av serien.

Naturlige variasjoner fører til at kurven ikke er monotont økende selv i perioder med jevnt økende konsentrasjon av drivhusgasser. Variasjoner fra år til år og for tidsperioder kortere enn ett til to tiår skyldes i hovedsak vulkanutbrudd, solens 11-års syklus og naturlige temperaturvariasjoner i havet. En viktig del av de naturlige variasjonene er knyttet til variasjoner i havtemperaturen langs og nær ekvator i Stillehavet. Men i motsetning til naturlige variasjoner virker den menneskeskapte økningen

i drivhusgasser alltid oppvarmende (mer utdypende tekst om forhold som påvirker globaltemperaturen, er gitt i kapittel 6).

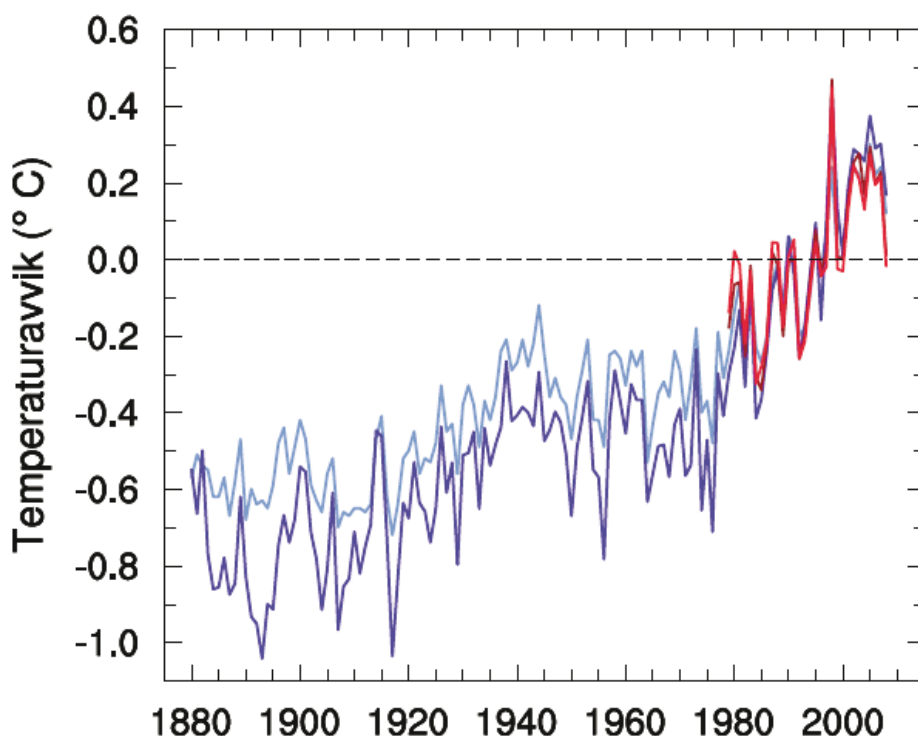
Temperaturøkningen de siste 150 år omfatter hele kloden, men med størst oppvarming på høye nordlige bredder. IPCC (2007) slår fast at det meste av den observerte økningen i globaltemperatur siden midten av det 20. århundret mest sannsynlig («very likely») skyldes den observerte økningen i konsentrasjonen av drivhusgasser fra menneskelige utslipp, og at det

Figur 3.1.1

Observert global temperaturendring siden slutten av 1800-tallet relativt 30-års perioden 1979–2008. De blå kurvene viser to analyser av temperatur over land og for havoverflaten målt med termometer, mens de røde kurvene angir to analyser av lufttemperaturen for de nederste 3–5 km av atmosfæren målt med satellitt. Alle tidsseriene viser en langtids økning av jordens temperatur. For de siste 100 år er denne på rundt 0,7 grader. Variasjoner fra år til år og for tidsperioder kortere enn ett til to tiår skyldes i hovedsak naturlige

temperaturvariasjoner i havet, vulkanutbrudd og solens 11-års syklus.

Mørk blå kurve er fra Climate Research Unit (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature>; CRU-TEM3v), lys blå kurve fra NASA GISS (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata/GLB.Ts+dSST.txt>), mørk rød kurve fra Remote Sensing Systems (<http://www.remss.com/data/msu>) og lys rød kurve fra University of Alabama at Huntsville (<http://vortex.nsstc.uah.edu/public/msu>).



er sannsynlig («likely») at det de siste femti år har vært en signifikant menneskeskapt oppvarming over alle kontinent bortsett fra Antarktis. Ifølge IPCC (2007) har globaltemperaturen økt med en lineær trend på ca. 0,074 °C/dekade i løpet av hundreårsperioden 1906–2005.

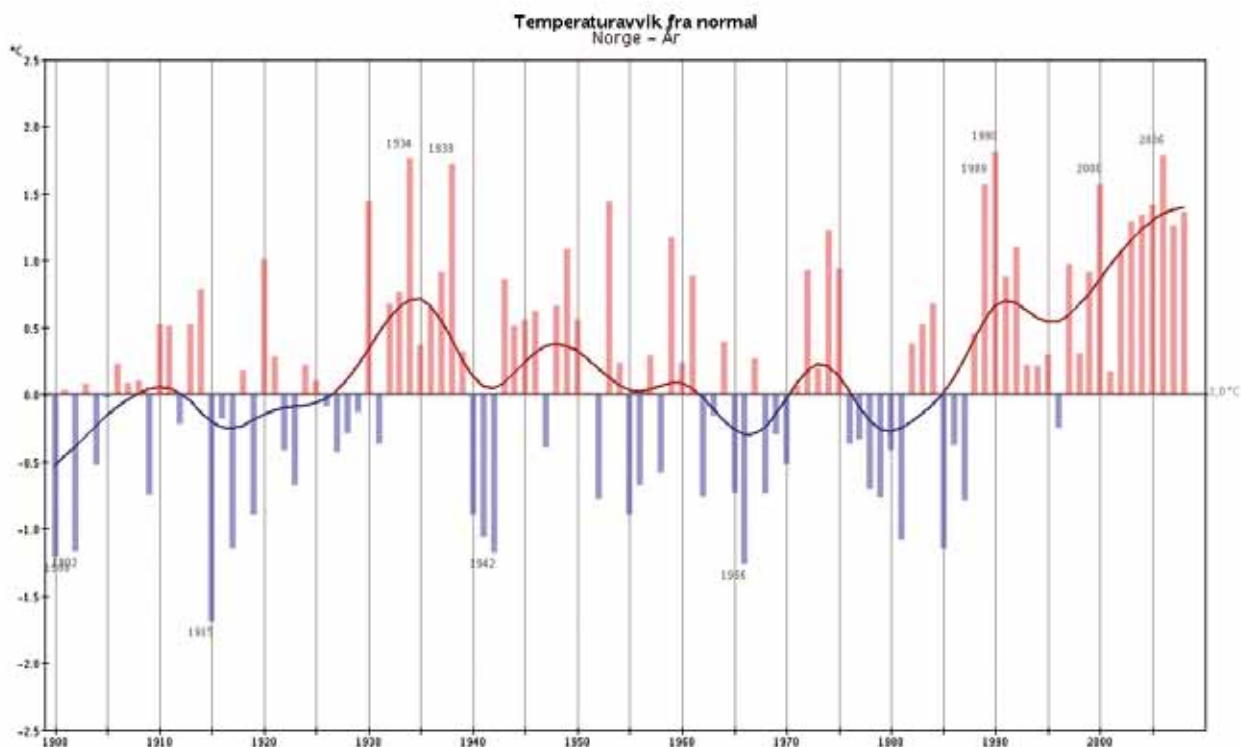
For Norge foreligger det enkelte spredte instrumentelle temperaturserier som går mer enn 150 år tilbake i tid, for eksempel Trondheim (start 1762), Oslo (1816), Bergen (1818) og Vardø (1829). Det har gjennom årene vært mange flyttinger og brudd i disse seriene, og det var først etter at Meteorologisk institutt ble opprettet i 1866 at det begynte å bli standardiserte instrumenter, oppstillinger og måleprosedyrer.

I norsk Arktis kom de første regulære målingene på Spitsbergen i gang i 1911, og fra Bjørnøya og Jan Mayen foreligger det målinger tilbake til hhv. 1920 og 1921 (Førland m.fl., 2009). Det er ikke like god dekning av målestasjoner i alle deler av landet, og spesielt er det få stasjoner i høyfjellet og i Arktis. Med utgangspunkt i de måleserier som har vært tilgjengelige, er det etablert landsdekkende griddede kart for midlere månedstemperatur tilbake til år 1900. Tidsserier for ulike regioner og årstider er tilgjengelige på <http://met.no/Klima/Klimautvikling/>.

Utviklingen av årsmiddeltemperatur for fastlands-Norge etter 1900 (figur 3.1.2) viser mange likhetstrekk med globaltemperaturen (figur 3.1.1). Også i Norge har det vært en klar tendens til økende temperatur de siste deka-der. Men den milde perioden på 1930-tallet er mer utpreget enn i globalserien, og i nordlige områder og på Svalbard var temperaturen i denne perioden nesten like høy som dagens nivå (Førland m.fl., 2009). For fastlands-Norge har årsmiddeltemperaturen økt med ca. 0,08 °C/dekade de siste 100 år (se tabell 3.1.1), dvs. om lag med samme takt som globaltemperaturen. Den milde perioden på 1930-tallet er en av årsakene til at den lineære temperaturøkningen i Norge siden år 1900 er så vidt lav – temperaturøkningen siden 1965 har vært på over 0,4 °C /dekade.

Hanssen-Bauer (2005) fant at variasjonen i årsmiddeltemperatur i Norge siden 1875 kan deles inn i fire perioder (jf. figur 3.1.2): En kald periode fram til ca. år 1900, deretter en periode ofte kalt «the early 20th century warming» med stigende temperaturer som kulminerte på 1930-tallet, så en periode med avkjøling fra 1930-tallet til 1960-tallet, og endelig den pågående oppvarming fra 1960-tallet til dagens nivå. For de lange måleseriene fra norsk Arktis (Førland m.fl., 2009) er økningen i årsmiddeltemperatur vesentlig større enn på fastlandet. For en sammensatt serie fra Longyearbyen-området er den lineære trenden i perioden 1912–2008 på +0,23 °C per de-kade (tabell 3.1.1).

Figur 3.1.2
Utvikling av årsmiddeltemperatur for fastlands-Norge 1900–2008. Figuren viser avvik (°C) fra middelverdien for normalperioden 1961–90.

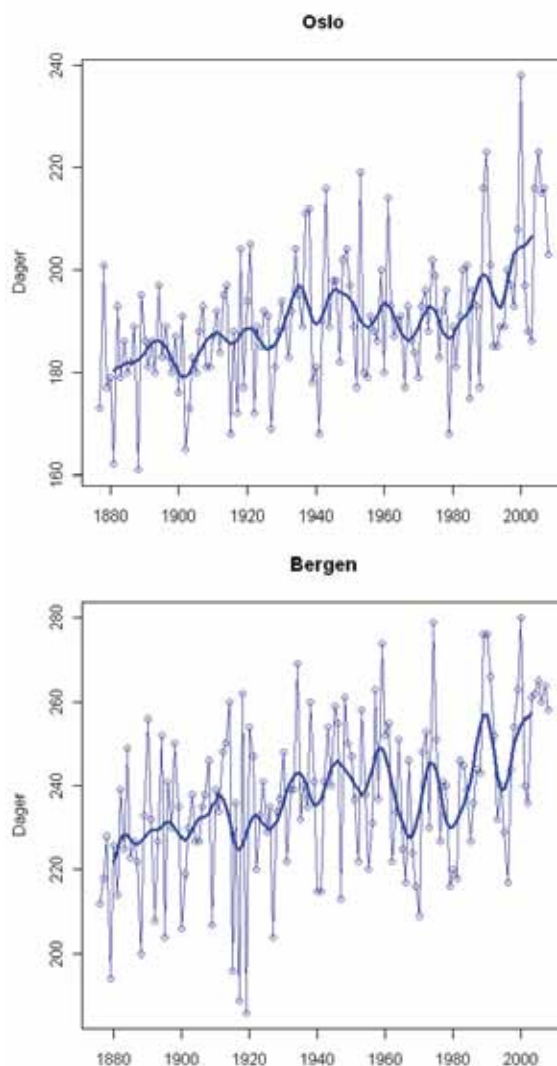




Figur 3.1.3
Temperaturregioner (se forklaring i tekst)

Hanssen-Bauer og Nordli (1998) delte Norge inn i seks regioner (se figur 3.1.3), der langtidsutviklingen av temperatur innen regionen hadde vært noenlunde den samme. Tabell 3.1.1 viser at den største lineære økningen i årstemperatur siden år 1900 har forekommet i region 3 (Trøndelag) og 4 (Nordland/Troms), og at oppvarmingen i alle landets regioner har vært størst om våren og i de fleste regioner minst om vinteren. I region 5 er det endog en negativ (ikke statistisk signifikant) trend i vintertemperatur i perioden 1900–2008.

Som indikator på lengden av vekstsesongen er det benyttet antall døgn med middeltemperatur over 5 °C (se nærmere definisjon i kapittel 2.2.2.). Førland m.fl. (2004) viste at det har vært betydelige endringer i vekstsesong

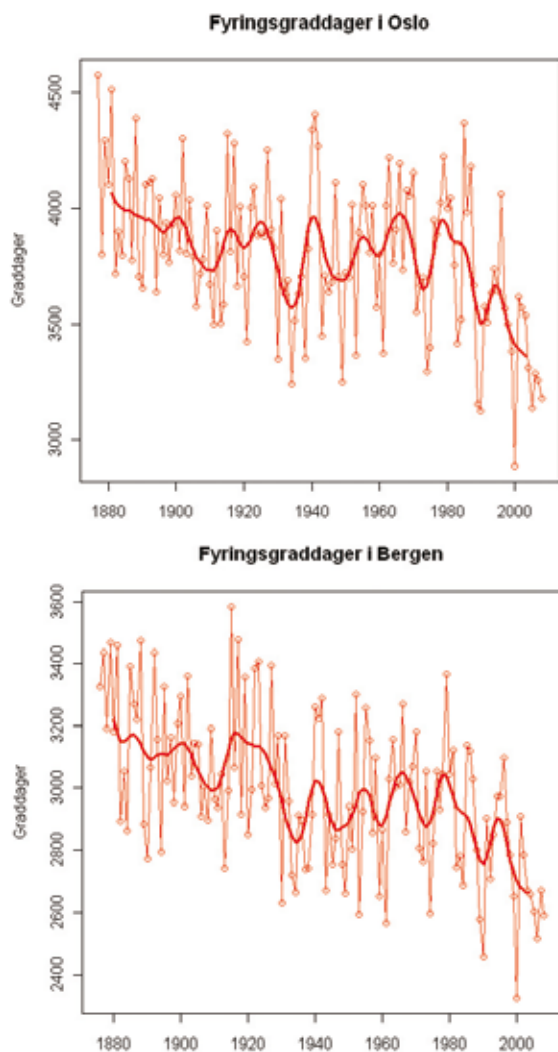


Figur 3.1.4
Vekstsesong 1870–2008: Antall dager per år med døgnmiddeltemperatur over 5 °C i Oslo og Bergen

i de norske nordområdene siden år 1900, og med en klar tendens til økende lengde på vekstsesong de siste dekadene. Hovedtrekkene i endringene i den temperaturbestemte vekstsesongen de siste dekadene finnes også igjen ved bruk av vegetasjonsindeks basert på tolkning av satellittbilder (Høgda m.fl., 2006) og ved direkte observasjoner av knoppsprett på lauvtre (Nordli m.fl., 2008). Figur 3.1.4 viser

Tabell 3.1.1
Trender (°C per tiår) i års- og årstidstemperatur for perioden 1900–2008.
Trender signifikante på 1 % nivå markert med uthevet skrift.
* Sammensatt serie (1912–2008) fra Longyearbyen/Svalbard lufthavn.

Region	1	2	3	4	5	6	Norge	Svalbard*
År	0,08	0,05	0,10	0,10	0,06	0,07	0,08	0,23
Vinter	0,04	0,04	0,09	0,08	−0,04	0,04	0,07	0,21
Vår	0,11	0,07	0,11	0,13	0,13	0,12	0,11	0,46
Sommer	0,06	0,03	0,06	0,08	0,07	0,05	0,06	0,10
Høst	0,08	0,07	0,10	0,11	0,06	0,08	0,08	0,16



Figur 3.1.5
Fyringsgraddagsum i Oslo og Bergen 1870–2008

utviklingen i lengden av vekstsesongen for Oslo- og Bergens-området tilbake til 1873. Begge steder har vekstsesongen, til tross for store år-til-år variasjoner, økt betydelig siden slutten av 1800-tallet.

Fyringsgraddagsum (HDD) er en indikator for energibehov for boligoppvarming (se nærmere definisjon i kapittel 2.2.3). Skaugen og Tveito (2002) fant for fastlands-Norge bare små endringer i lengden av fyringssesongen og HDD fra normalperioden 1961–90 til perioden 1981–2000. For norsk Arktis fant Førland m.fl. (2004) at HDD hadde avtatt i de siste dekadene. Langtidsutviklingen av fyringsgraddagsum for Oslo og Bergen (figur 3.1.5) viser at det er store variasjoner i HDD fra år til år, men at det i begge byene er en klar tendens til lavere verdier de senere år. Spesielt kraftig har reduksjonen vært etter ca. 1980. Det framgår også at det temperaturbestemte fyringsbehovet ikke uventet er lavere i Bergen enn i Oslo, og at nivået i Oslo nå er om lag det samme som i Bergen for mer enn 100 år siden.

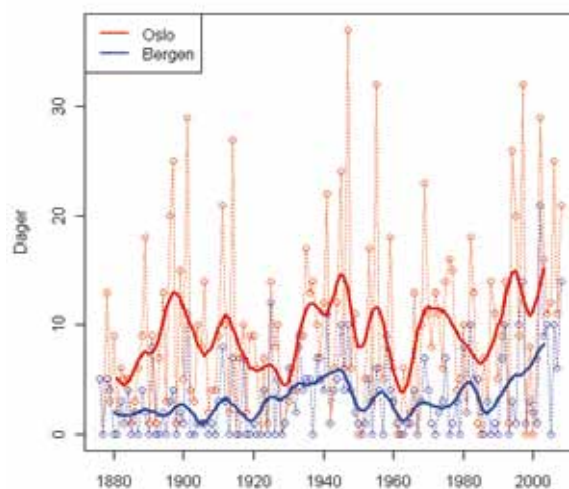
Varme døgn er i denne rapporten brukt som indikator på «tropedøgn», og er her definert som døgn med middeltemperatur $> 20^{\circ}\text{C}$ (se nærmere definisjon i kapittel 2.2.4). Figur 3.1.6 viser utviklingen i antall «varme døgn» i Oslo og Bergen fra 1873 og framover. Det framgår at det i Bergen er en rekke år der det ikke har forekommet døgn med middeltemperatur over 20°C , og også i Oslo har det forekommet slike år (senest i 1998 og 2000). Både i Oslo og Bergen var det en god del varme døgn i perioden 1930–50, og begge steder er det en tendens til økende hyppighet etter ca 1985.

3.1.2 Nedbør

Ifølge IPCC (2007) er det ingen statistisk sikre trender i global nedbørutvikling over land-områder i perioden 1900–2005. Hovedtrekkene er at nedbøren økte fram til 1950-tallet, så avtok til tidlig på 1990-tallet, og deretter har økt. Signifikant økning i nedbør de siste hundre år er blitt påvist i østlige deler av Nord- og Sør-Amerika, nordlige deler av Europa og i nordlige og sentrale deler av Asia. Over Nord-Europa har nedbørnivået etter ca. 1980 stort sett ligget over normalverdiene for perioden 1961–90.

For Norge foreligger det spredte måleserier av nedbør som går mer enn 100 år tilbake i tid, men det var først med interessen for vannkraftproduksjon på slutten av 1800-tallet at det ble etablert et omfattende landsdekkende nett av målesteder for nedbør. Måleserier av nedbør er ofte influert av feilkilder. Dels skyldes dette målefeil pga. vindeffekter rundt målerne og dels at små flyttinger av et målested kan føre til betydelige endringer i

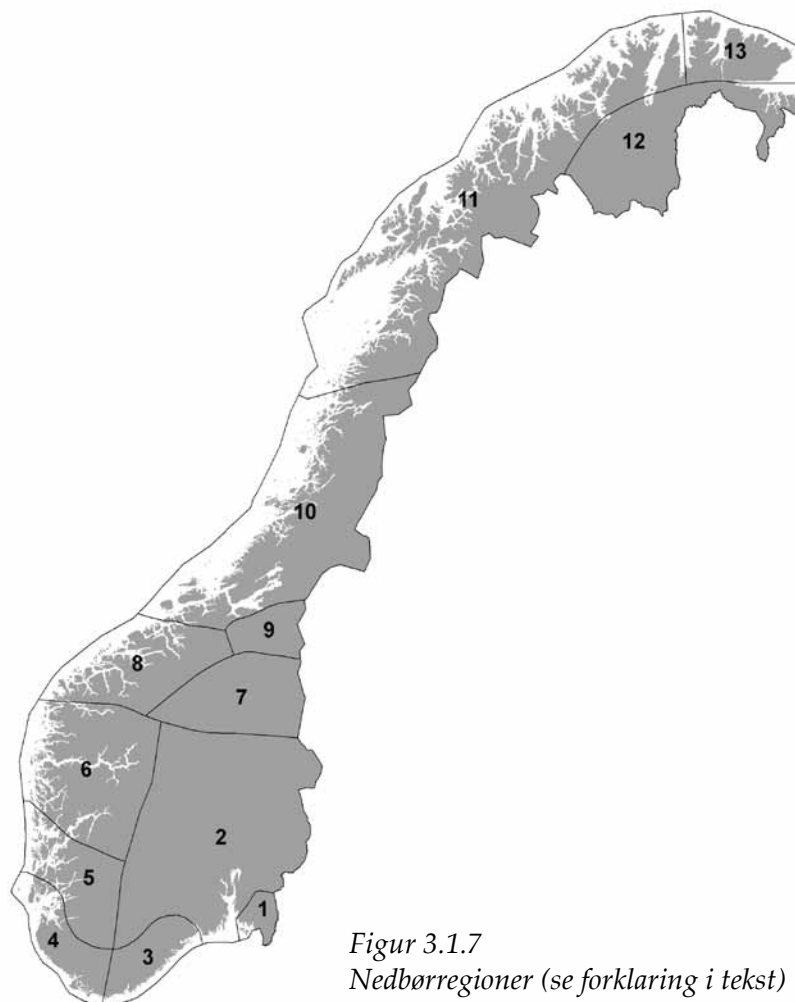
Figur 3.1.6
Varme døgn 1870–2008: Antall døgn per år med døgnmiddeltemperatur over 20°C i Oslo og Bergen



nedbørforhold. Det er ikke like god dekning av målestasjoner i alle deler av landet, og spesielt er det få stasjoner i høyfjellet og i Arktis.

Hanssen-Bauer og Førland (1998) delte Norge inn i 13 regioner (se figur 3.1.7) der langtidsutviklingen av nedbør innen regionen hadde vært noenlunde den samme. Med utgangspunkt i de måleserier som har vært tilgjengelige, er det etablert landsdekkende griddede kart for månedsnedbør tilbake til år 1900. Tidsserier for ulike regioner og årstider er tilgjengelige på <http://met.no/Klima/Klimautvikling/>. Langtidsutviklingen av årsnedbør for fastlands-Norge etter 1900 (figur 3.1.8) viser at det har vært store variasjoner både fra år til år (avvik på opp til ± 25 % fra middelverdien for 1961–90) og på dekadeskala. Figuren viser tydelig at det har vært en økning i nedbørnivået i Norge gjennom de siste hundre år, og spesielt fra slutten av 1970-tallet. I løpet av de tjue siste år har det bare vært tre år der årsnedbøren har vært lavere enn verdien for normalperioden 1961–90, mens det de første tjue år (1900–20) ikke var et eneste år med høyere årsnedbør enn nåværende «normalverdi».

For fastlands-Norge har årsnedbøren økt med nesten 20 prosent siden år 1900 (se tabell 3.1.2). Årsnedbøren har økt mest på Vestlandet, der økningen både i region 4, 5 og 6 er på ca. 20 prosent i løpet av de siste hundre år, mens den lineære trenden i region 13 (Varangerhalvøya) er tilnærmet lik null. På stasjonene i Arktis er økningen betydelig større. For



Figur 3.1.7
Nedbørregioner (se forklaring i tekst)

en sammensatt serie for Longyearbyen-området tilsvarer endringen i årsnedbør i perioden 1912–2008 en økning på 24 % i løpet av hundre år.

Tabellen viser ellers at nedbørøkningen for fastlands-Norge har vært størst om vinteren (24 % økning i løpet av hundre år) og minst (8 %) om sommeren. I Longyearbyen var det størst økning (tilsvarende 47 % i løpet av hundre år) om sommeren og en svak (ikke signifikant) negativ trend om vinteren.

I regionene 1–5 er det høstnedbøren som har økt mest, i regionene 6–8 vårnedbøren, og i region 9, 10, 11 og 12 vinternedbøren. For samtlige regioner i Sør-Norge (1–10) er

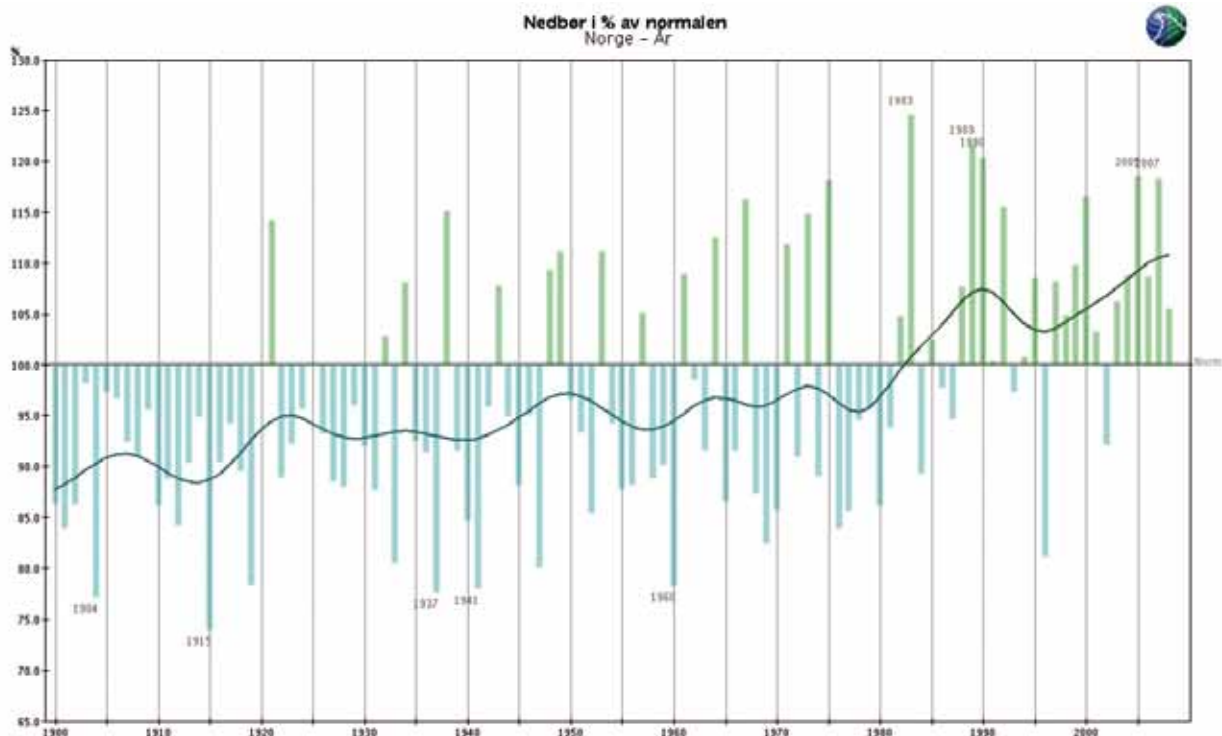
Tabell 3.1.2

Trender (prosent per tiår) i års- og årstidsnedbør for perioden 1900–2008.

Trender signifikante på 1 % nivå markert med uthevet skrift.

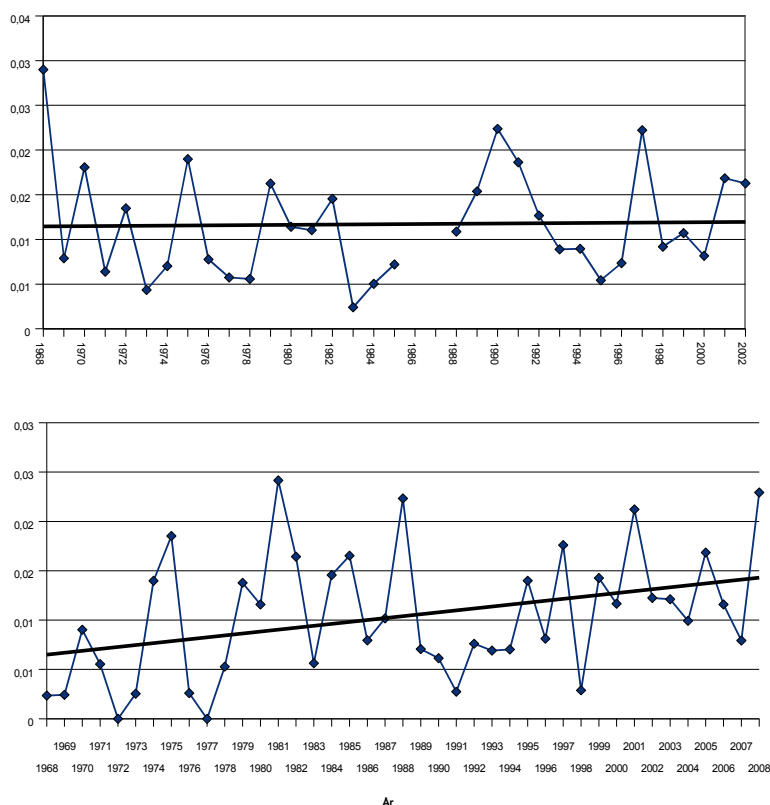
* Sval er en sammensatt serie (1912–2008) fra Longyearbyen/Svalbard lufthavn.

Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Norge	Sval*
År	2,1	1,3	0,9	2,0	2,0	2,0	1,6	1,8	1,5	1,8	1,9	1,7	0,0	1,7	2,4
Vinter	2,8	1,4	0,8	2,3	2,5	2,4	1,5	2,9	2,9	2,9	2,8	2,7	–1,4	2,4	–0,7
Vår	1,7	1,5	0,4	1,5	2,0	2,3	2,5	2,1	1,6	2,3	1,7	2,0	–0,8	1,9	2,1
Sommer	1,1	0,1	–0,2	0,7	0,5	0,8	0,7	0,8	0,6	1,0	1,9	1,6	1,9	0,8	4,7
Høst	2,8	2,4	1,9	2,9	2,6	2,2	2,4	1,6	1,5	1,4	1,3	0,9	0,1	1,9	3,5



Figur 3.1.8
Utvikling av årsnedbør for fastlands-Norge 1900–2008.
Figuren viser nedbør i prosent av middelverdien for normalperioden 1961–90.

Figur 3.1.9
Trender i høye entimes nedbørverdier ved Oslo
– Blindern (nederst) og Karmøy – Brekkevann.
Figuren viser andel av observasjoner per år som
har verdier høyere enn 99-prosentilen.



det minst økning i sommernedbør (i region 3 endog negativ trend sommerstid), mens det i region 11 og 12 er minst økning om høsten. I region 13 er det tendens til minkende nedbør vår og vinter.

For flomberegninger og dimensjonering av avrenningsnett er det oftest sterk nedbørintensitet i løpet av kort tid som er kritisk (se kapittel 2.2.6). Alfnes og Førland (2006) fant at maksimal ettdøgns nedbør hadde økt på $\frac{2}{3}$ av de 35 målestasjonene som hadde målinger gjennom hele perioden 1900–2004. Det var imidlertid bare fire målestasjoner der den positive trenden var statistisk signifikant, og samtlige av disse lå på Sørvestlandet.

For nedbør i løpet av kort tid (< 1 døgn) er det få lange målese-rier, men figur 3.1.9 viser endring i hyppighet av høye timesverdier fra en målestasjon på Østlandet (Oslo – Blindern) og en på Vestlandet (Karmøy – Brekkevann). Figuren viser at det i Oslo-området har vært en klar økning i hyppighet av høye entimes nedbørverdier i perioden 1968–2008. For serien fra Karmøy er det ingen trend i måleperioden 1968–2002.

3.1.3 Vind

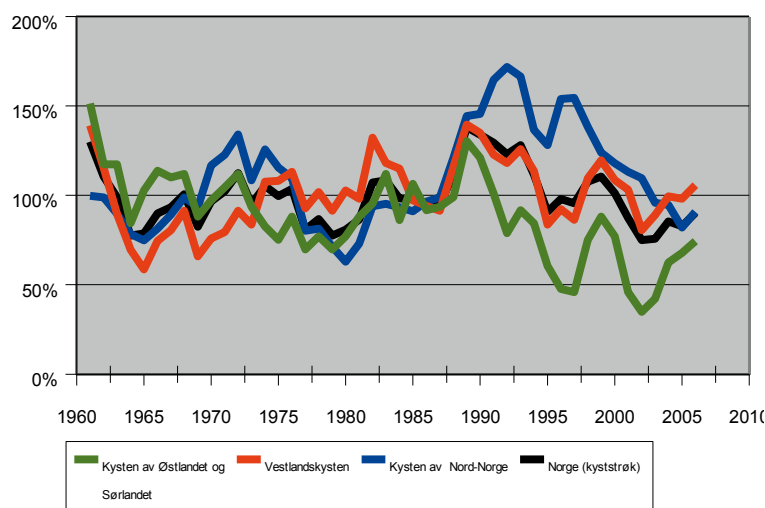
Det er få lange homogene serier av vindhastighet i Norge. Dette skyldes at små endringer i instrumenttyper, målested og omgivelser (trær, bygninger) kan føre til store endringer i vindseriene. Figur 3.1.10 er basert på data fra fire stasjoner med brukbare vindserier fra kystområdene i tre norske regioner (fra Førland m.fl., 2007). Figuren indikerer at hyppigheten av vind av storm styrke (større enn eller lik liten storm, dvs. >21 m/s) synes å ha sunket over Østlandet/Sørlandet i perioden 1961–2006.

I Nord-Norge var det en periode på 1990-tallet da stormhyppigheten var mer enn 50 prosent høyere enn middelverdien for perioden 1961–90, men også i denne landsdelen har hyppigheten avtatt de siste årene. På Vestlandet og for landsgjennomsnittet synes en økning fram til ca. 1990 å bli brutt av en fallende tendens de senere år. Førland m.fl. (2007) konkluderte med at vindseriene fra kystområdene i Norge ikke viste noen tydelig trend i hyppighet av døgn med sterk vind i perioden 1961–90.

På grunn av mangelen på lange, homogene vindserier brukes det ofte i stedet for direkte vindmålinger en såkalt «geostrofisk vind» beregnet fra lufttrykk ved havoverflaten til å beskrive endringer i vindforhold. I en omfattende undersøkelse av langtidsendringer i geostrofisk vind over Nord-Europa konkluderte Alexandersson m.fl. (2000) med at det over Nordsjøen og Norskehavet var

Figur 3.1.10

Stormvariasjon i perioden 1961–2006. Figuren viser antall døgn der det ved utvalgte stasjoner har vært observert minst liten storm (>21 m/s). Verdiene er gitt i prosent av middelverdien for normalperioden 1961–90. Den store variasjonen fra år til år gjør at kurvene er presentert som tre års glidende middel.



stor stormhyppighet i perioden 1881–1910, men at hyppigheten i grove trekk avtok fram til ca. 1965. Deretter økte hyppigheten fram til en kulminasjon rundt ca 1990 på om lag samme nivå som hundre år tidligere. Konklusjonen var at det ikke har vært noen klar trend i stormhyppighet i våre hav- og kystområder siden 1880.

3.1.4 Snø

I en analyse av langtidsvariasjon i snøforhold i Norge fant Dyrrdal og Vikhamar-Schuler (2009) at snøsesongen i løpet av de siste 100 år er blitt kortere ved de fleste av de 41 lange måleseriene som ble analysert (figur 3.1.11a).

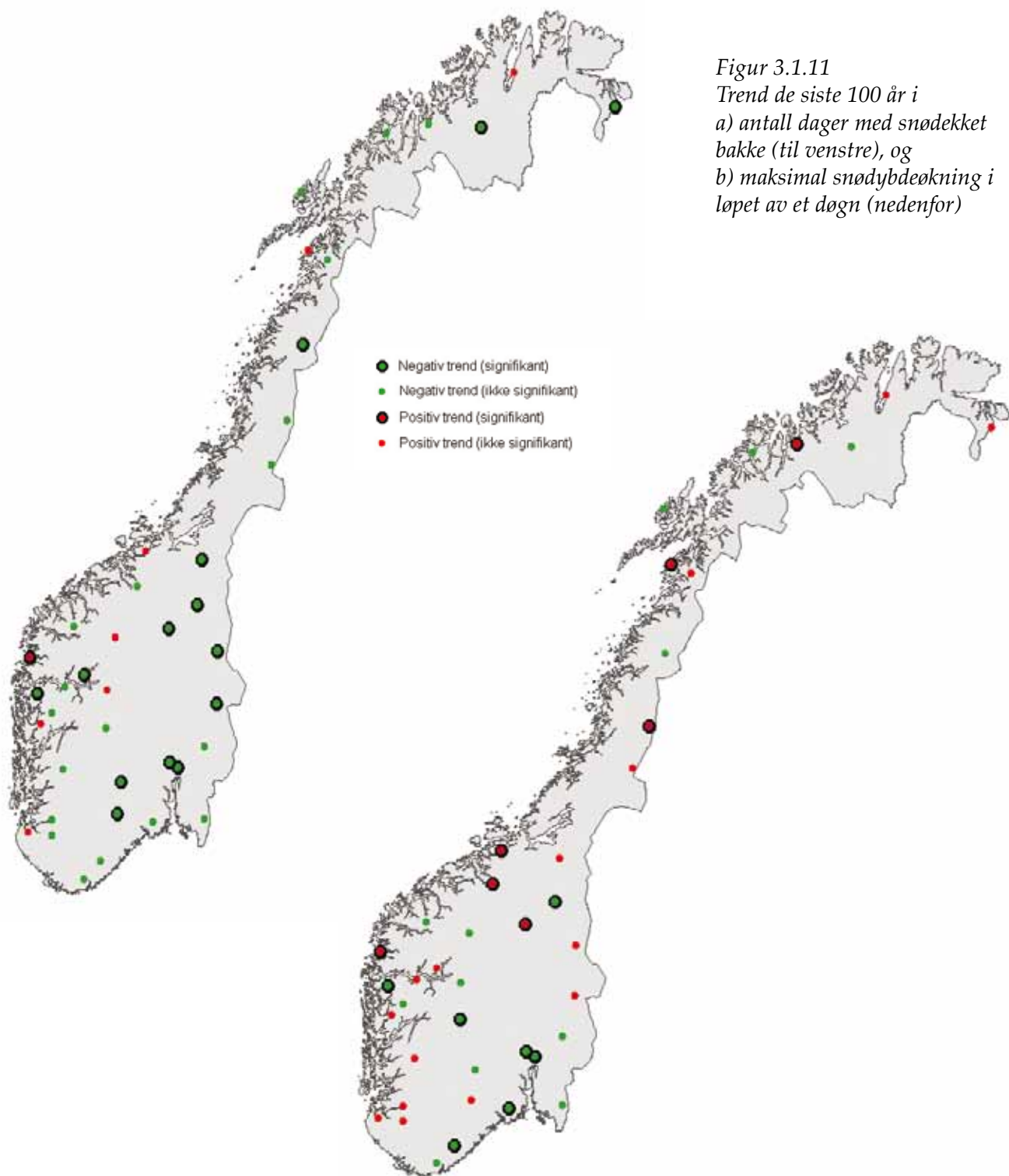
Ved de fleste målestasjonene er det en klar tendens til at snøsesongen starter senere og slutter tidligere enn før. Både for lengde av snøsesongen og for antall dager med snø på bakken er det for halvparten av seriene en statistisk signifikant negativ trend. Også for maksimal årlig snødybde var det en klar overvekt av negative trender. For gjennomsnittlig snødybde og antall dager med skiføre (her definert som antall dager med snødybde større enn 25 cm) var det ingen klar overvekt av verken positive eller negative trender.

Dyrrdal og Vikhamar-Schuler (2009) studerte også endring i maksimal daglig økning i snødybde. Dette er en nyttig parameter både for snøbrøyting og snølast på tak. For denne parameteren var det imidlertid en rekke stasjoner med positive trender (figur 3.1.11b). En god del av disse er i Nord-Norge, mens negative trender dominerer på Østlandet. Snøakkumulasjon er sterkt påvirket av høyde over havet og avstand fra kysten. På grunn av manglende lange tidsserier i høyden, er fjellområder dårlig representert i disse studiene.

På større skala ser vi at de sørligste områdene i landet viser mest konsistent bilde av mindre snø og kortere snøsesong, og stasjonene med sterkest negative trender ligger i dette området.

3.1.5 Permafrost

Kontinuerlige temperaturobservasjoner gjort siden 1999 viser at permafrosten i Norge (figur 3.1.12) nå varmes opp i et høyt tempo (Isaksen m.fl., 2007). Figur 3.1.13 viser de observerte temperaturendringene på 25 meters dyp i Jotunheimen (Juvvasshøe, 1893 moh.) og i Nord-Sverige nær grensen til Norge (Tarfalaryggen, 1550 moh.). På 25 meters dybde økte temperaturen med 0,25–



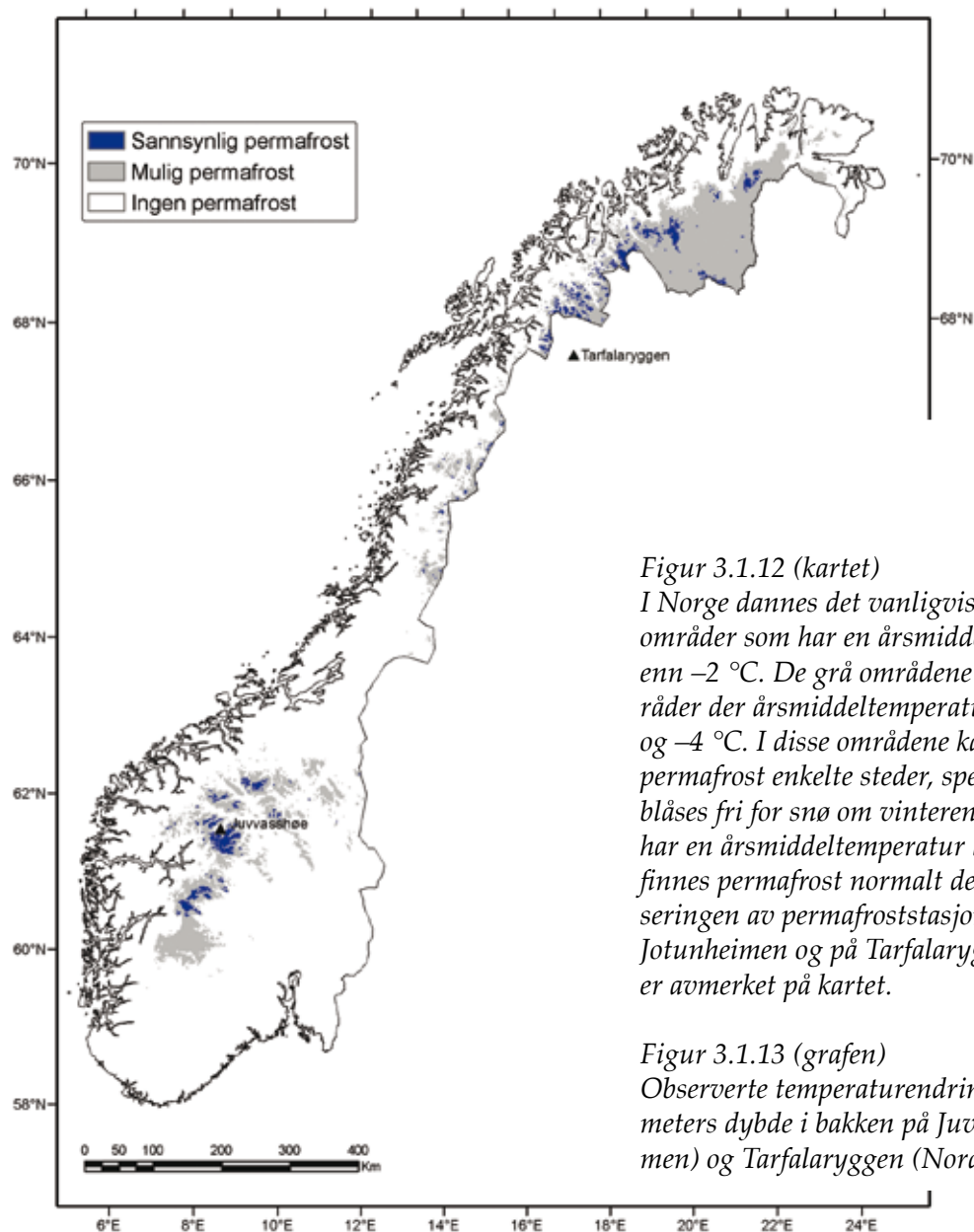
0,30 °C i perioden 2000–08, og på 40 meters dybde økte temperaturen med 0,05–0,10 °C for den samme perioden. For de siste årene viser analysene at temperaturstigningen i permafrosten er akselererende. Den observerte oppvarmingen er statistisk signifikant ned til 60 meters dybde både ved Juvvasshøe og Tarfalaryggen. Temperaturen i det øverste sjiktet viser godt samsvar med lufttemperaturen, og den er derfor et verdifullt supplement til mer tradisjonelle målinger av lufttemperatur.

Perioden juli 2006 til juni 2007 var usedvanlig varm i Sør-Norge, spesielt sensommeren og høsten 2006. Årsmiddeltemperaturen for denne perioden lå typisk 2,5–3,0 °C over normalen (1961–90) for de indre og høyereliggende delene av Sør-Norge (Isaksen m.fl., 2009). Middelsestemperaturen i 2006–07 på toppen av permafrosten (2,5 m dybde) på Juvvasshøe var hele 0,5 °C høyere enn middelet for de foregående årene. Isolert sett er dette et svært stort avvik for en slik årsmiddeltem-

peratur. Når vi vet at denne episoden kommer på toppen av en lang periode med kraftig og akselererende temperaturøkning i permafrosten, er resultatene oppsiktsvekkende.

Også på Dovrefjell viser observasjonene en oppvarmingstrend siden 2003 (Isaksen m.fl., 2009). Den svært milde høsten 2006 for-

andret tilsynelatende de termiske forholdene i bakken, og man kan se de første tegn på at permafrosten her tiner og gradvis tørker opp, etter hvert som isen forsvinner og vannet drenerer i bakken. Dette er trolig første gang permafrost som tiner er direkte observert i Norge.

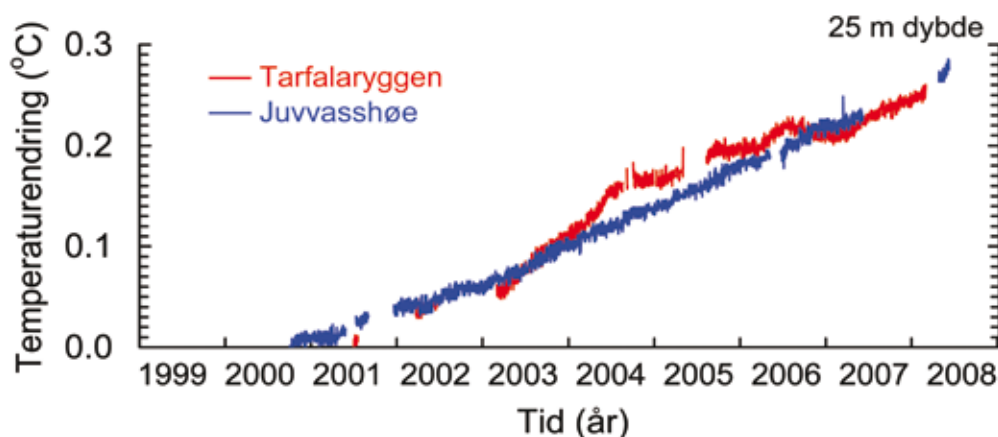


Figur 3.1.12 (kartet)

I Norge dannes det vanligvis permafrost i landområder som har en årsmiddeltemperatur lavere enn -2°C . De grå områdene på kartet viser områder der årsmiddeltemperaturen er mellom -2°C og -4°C . I disse områdene kan en forvente å finne permafrost enkelte steder, spesielt i områder som blases fri for snø om vinteren. De mørke områdene har en årsmiddeltemperatur lavere enn -4°C . Her finnes permafrost normalt de fleste steder. Lokaliseringen av permafroststasjonene på Juvvasshøe i Jotunheimen og på Tarfalaryggen i Nord-Sverige er avmerket på kartet.

Figur 3.1.13 (grafene)

Observerte temperaturendringer siden 2000 på 25 meters dybde i bakken på Juvvasshøe (Jotunheimen) og Tarfalaryggen (Nord-Sverige).



3.2 Hydrologi/skred i tiden med målinger

3.2.1 Hydrologi – hva finnes av data?

De eldste kontinuerlige målingene av vannstand og vannføring i Norge går tilbake til slutten av 1840-årene i nedre del av Glomma. De lengste dataseriene i andre hovedvassdrag i Sør-Norge går til dels tilbake til 1890-årene. I Midt- og Nord-Norge går de lengste dataseriene tilbake til begynnelsen av 1900-tallet. Flomnivået for tidligere flommer er kjent en rekke steder fra flommerker som er hugget inn i fjell eller bygninger. Det eldste kjente flomnivået er fra flommen i 1675 i Glomma.

3.2.2 Variabilitet av vannføring de siste 100–150 årene

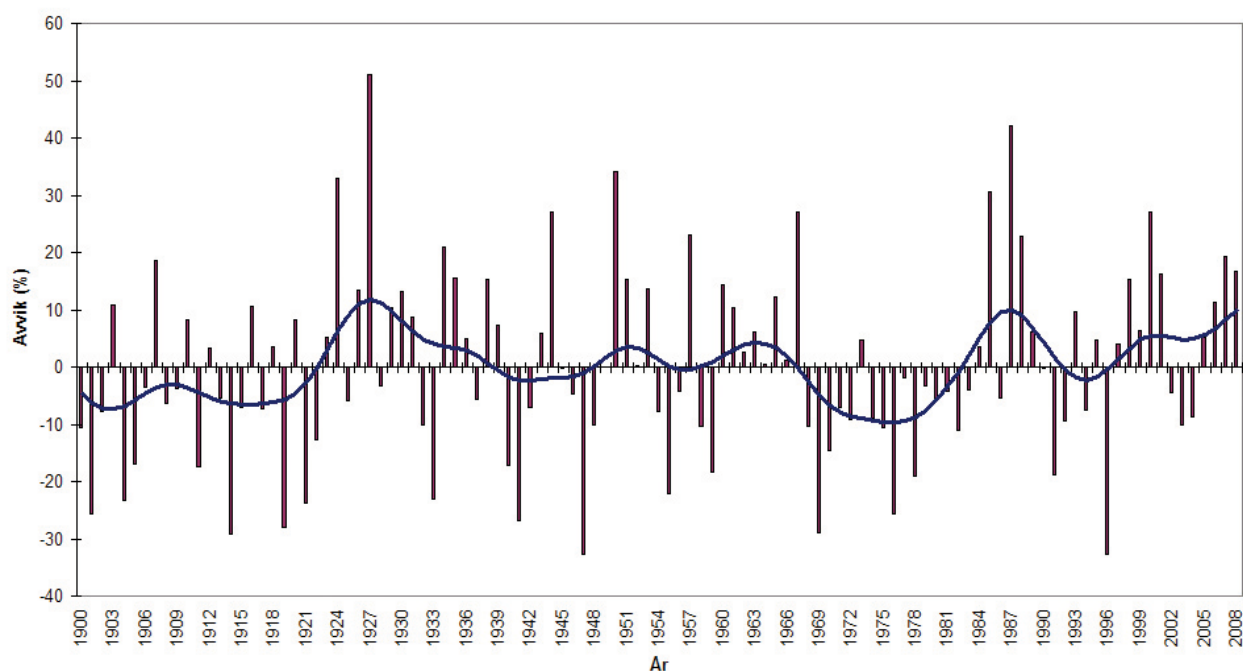
Mange av de lengste dataseriene i Norge er sterkt påvirket av vannkraftreguleringer i deler av perioden. Dersom det ikke er overføringer ut eller inn av vassdraget og det ikke er store flerårsmagasiner, er de årlige middelvannføringene lite påvirket. På grunn av ma-

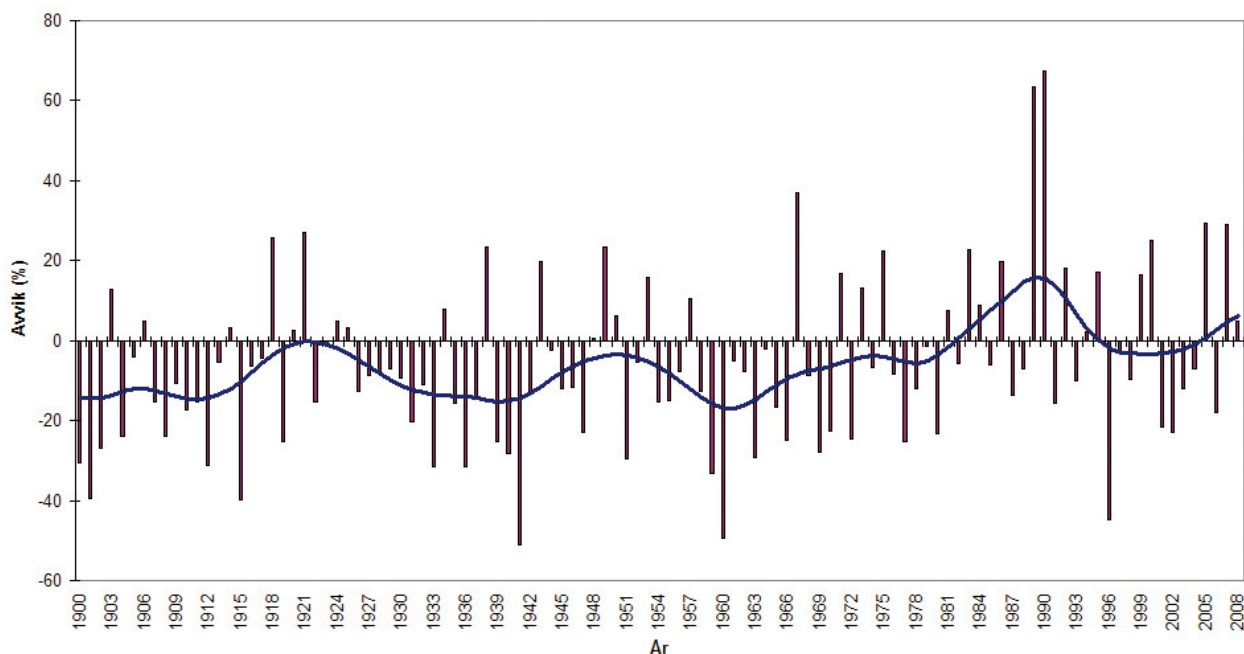
nøvreringen av magasinene gjennom året vil det være store endringer i sesongfordelingen av avrenningen. Disse endringene kan være større enn det klimaendringer kan forventes å forårsake. Det kan være vanskelig å skille effekt av reguleringer og andre inngrep som avskoging, drenering og urbanisering i vassdraget fra følgene av klimaendringer alene.

Vannføringen i norske vassdrag er styrt av hvilke lavtrykksbaner som dominerer i ulike år. Norsk topografi fører til forsterket nedbør på lo-siden og regnskygge på le-siden (se figur 2.1.2). Vannføringen avviker derfor fra år til år med en klar kontrast mellom ulike landsdeler, mest markert mellom Østlandet og Vestlandet og mellom Østlandet og Midt-Norge. Det er også en tendens til at flere tørre eller våte år kommer på rad. I dette kapitlet gis det eksempler på langtidsvariasjon i et representativt vassdrag fra Østlandet (figur 3.2.1), et fra Vestlandet (figur 3.2.2) og et fra Nord-Norge (figur 3.2.3).

Figur 3.2.1 viser avviket av årlig middelvannføring fra normalen 1961–90 i Glomma ved Elverum for perioden 1900 til 2008. Langtidsvariasjonen er typisk for mange av vass-

Figur 3.2.1
Årlig variasjon av middelvannføringen i Glomma ved Elverum relativt til normalperioden 1961–90





Figur 3.2.2

Årlig variasjon av middelvannføringen i Vosso ved Bulken relativt til normalperioden 1961–90.

dragene på Østlandet. Det var en våt periode rundt 1870, fra 1924 og ut 1930-årene og fra 1987. Det var tørre perioder sist på 1870-tallet, tidlig på 1900-tallet, først i 1940-årene og fra 1968 til 1984. Den siste perioden er den tørreste på dekadennivå siden før de eldste målingene i Glomma startet i 1846. På Østlandet er det høy vinteravrenning i 1930-årene og ny økning etter 1986. I høytliggende felt har avrenningen økt moderat om våren og igjen etter 1986. I de øvrige sesongene er det bare mindre endringer.

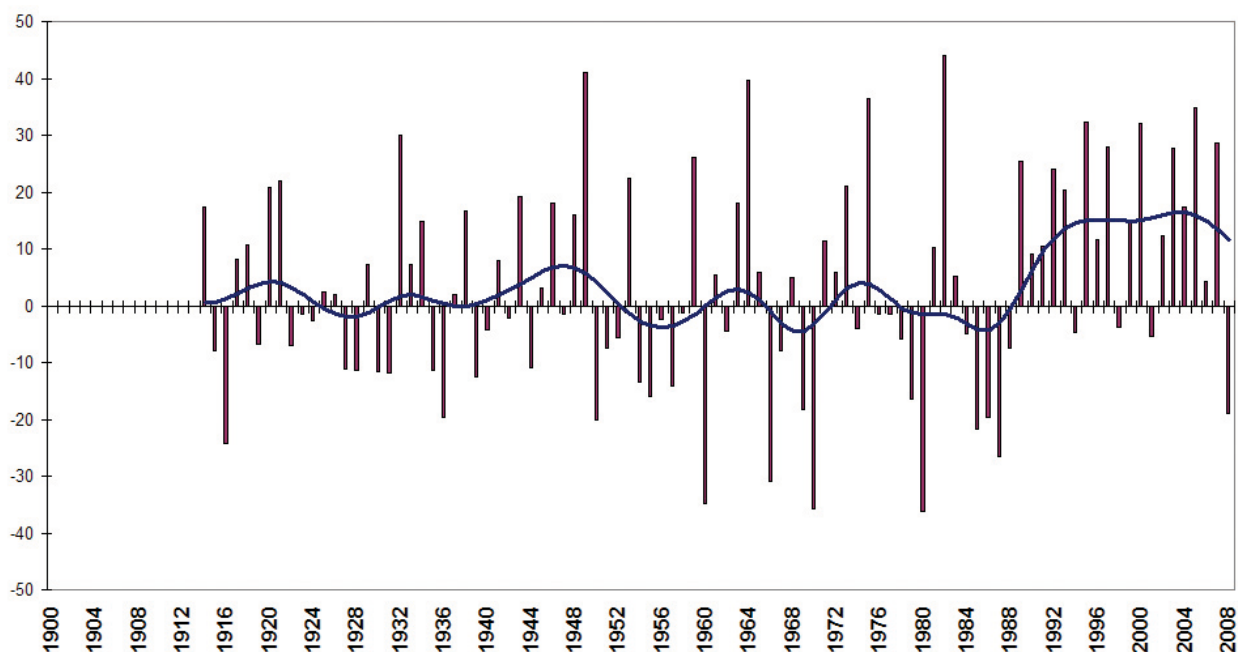
På Sørlandet var det høy årsavrenning fra 1900 til 1939, siden har avrenningen stabilisert seg nær normalverdiene 1961–90. De aller siste årene har likevel vært tørre på Sørlandet. Siden 1990 har det vært en markert økning i vinteravrenningen. Avrenningen om våren var høy fram til 1930. Senere har den stabilisert seg nær normalen 1961–90, men de siste årene har vært tørre. Avrenningen var også høy om sommeren fram til 1966. Siden har det avtatt noe med utpreget tendens til at tørre år kommer i grupper. Om høsten er det små endringer.

Figur 3.2.2 viser tilsvarende årlig middelavrenning i Vosso fra 1900 til 2008. Denne dataserien er den lengste kontinuerlige serien på Vestlandet. Serien er så godt som ikke påvirket av vannkraftreguleringer. Årsavrenningen gikk opp rundt 1960, samtidig med at isbreene på Vestlandet fikk år med positiv massebalanse som følge av økt nedbør. Denne økningen er mest markert på Sørvestlandet, men finnes i mange dataserier på Vestlandet. Det finnes eldre målinger i kortere perioder som tyder på at avrenningen har vært større tidligere på 1800-tallet.

I Vosso har vinteravrenningen økt siden 1970. Denne økningen finnes også i andre vestlandsvassdrag. Avrenningen har også økt i løpet av våren i mange vestlandsvassdrag. Det er små endringer om sommeren. Høsten har vært forholdsvis tørr de siste årene, men var betydelig tørrere først på 1900-tallet.

I Nord-Norge varierer avrenningen mye fra Helgeland i sør til Finnmarksvidda i nord. I de lange seriene fra Nordland er det bare små endringer i årsavrenningen i mange nedbørfelt. Det er større endringer i sesongavrenningen. Figur 3.2.3 viser variasjon av årlig middelvannføring i Salangselva i Sør-Troms. Dette feltet når opp i 1500 m høyde. I Salangselva har årsavrenningen økt betydelig fra 1990. Kortere serier i Vesterålen og på Hinnøya viser også en økning fra 1990, men ikke like stor som i Salangselva. Avrenningen i Salangselva har økt i alle årstider unntatt om sommeren, hvor det siden 2001 har blitt tørrere. I Finnmark har det vært en avtagende tendens i de siste årene. I hele regionen har likevel vinteravrenningen økt.

Sesongvariasjonene beskrevet ovenfor bekreftes av trendanalyser av langtidsserier med vannføringsdata for Norge (Hisdal m.fl., 2007), hvor en ser en generell tendens til at den observerte temperaturøkningen har ført til økt vannføring om vinteren og våren og tidligere snøsmelting.



Figur 3.2.3

Årlig variasjon av middelvannføringen i Salangselva i Troms relativt til normalperioden 1961–90.

3.2.3 Flom

Flommer skyldes snøsmelting, snøsmelting i kombinasjon med regnvær, langvarig regnvær og intense skybrudd. Hvilke årsaker som dominerer, varierer fra periode til periode og landsdel til landsdel. Større regnflommer er særlig vanlige i 1930-årene og etter 1987, som begge er varme perioder. Sett over lange tidsrom er det vanskelig å påvise trender i flomstørrelser dersom det ikke har skjedd inngrep i vassdraget. Det er likevel en tendens til at økt temperatur har gjort at vårflommene kommer tidligere (Hisdal m.fl., 2006).

De store vassdragene på Østlandet og i Trøndelag består både av lavlandsområder, bratte lier rundt innlandsdaler og høyfjellsområder. I de fleste år inntreffer snøsmeltingen til ulike tider i ulike deler av nedbørfeltene. I tillegg til en lavlandsflom typisk i april-mai kan det være en flom fra fjell-liene og lavfjellet i mai-juni. Flommen fra høyfjellet inntreffer gjerne i juli. For å få storflom er det nødvendig at flommene fra to eller tre høydenivåer kommer samtidig. Dette er en viktigere forutsetning enn at snømagasinet er stort før flommen kommer. Dette skjer gjerne i år med kjølig vår med forsinket snøsmelting etterfulgt av brå temperaturøkning kombinert med nedbør. Det var store flommer på Østlandet i 1789 («Storofsen»), 1860, 1879, 1910, 1916, 1927, 1934, 1938, 1966, 1967 og 1995. Av disse flommene er det bare flommen i 1934 som ikke falt sammen med regnvær. Flommene i juli 1789, juni 1860, juni/juli 1927 og august/september 1938 skyldtes kraftig regnvær fra

sørsørøst kombinert med noe snøsmelting i høyfjellet (Roald, 2003; 2008).

På Sørlandet er det vanlig med vårfloam i de store vassdragene som Nidelva, Tovdalselva og Otra. Mange av de største flomhendelsene skyldes likevel kraftig regnvær fra sørøst til sørvest. «Storofsen» rammet så vel Nidelva som Otra, selv om flommen der var betydelig mindre enn i vassdragene på Østlandet. Det er dokumentert mange store regnflommer som lokalt har gjort betydelig skade, som i 1858, 1860, 1864, 1898, 1927, 1929, 1931 og 1987. I 1986 forårsaket rester av den tropiske orkanen *Charlie* lokal regnflom på kysten av Aust-Agder.

På Vestlandet er gamle flommer godt dokumentert i Vosso. Der er det kjent tolv større flommer fra før 1892, som alle var større enn de som har rammet vassdraget siden. De tre største inntraff i august 1719, desember 1743 og i 1790 (dato ukjent), men store flommer rammet også vassdraget i 1873, 1884, 1899, 1918, 1989, 1995 og 2005. De fleste var høstflommer og skyldtes til dels en kombinasjon av snøsmelting og kraftig regnvær. Enkelte storflommer som rammer Østlandet, kan også slå over til vassdrag på Vestlandet fra vannskillet til de innerste fjordstrøkene som i Hardanger, Aurland, Lærdal, Årdal, Stryn, Geiranger og Sunndalen. Flommen i 1860 er den største kjente både i Årdal og Lærdal. En sjelden gang kan rester av tropiske orkaner for-

årsake flom lokalt på Vestlandet. Dette var tilfelle i september 1966 (*Faith*), september 2004 (*Karl*), september 2005 (*Maria/Nate*) og trolig storflommen i Ryfylke og i Vosso i august 1719. Disse flommene rammer særlig i ytre og midtre strøk.

I Sør-Trøndelag har store skadeflommer rammet i juli 1789, 1918 og august 1940. Disse flommene var regnflommer, selv om snøsmelting bidro til flommen i 1918. De store vassdragene har også utpregete vårflommer, som ofte faller sammen med vårflommer på Østlandet. På kysten av Trøndelag kan store regnflommer ramme om vinteren, som i januar 1932 og i januar 2006.

Langs kysten av Nordland er det lokale regnflommer sent på høsten og om vinteren, som er forårsaket av kraftig regnvær fra vestsørvest. Disse flommene blir ikke alltid så store som nedbørmengdene tilsier, fordi nedbøren faller som snø i de høyeste delene av nedbørfeltene. I vassdrag i innlandet er likevel vårflommen den vanligste flomtypen.

I Troms går mange nedbørfelt opp i større høyder enn i Nordland. Snøsmelteflommer om våren er dominerende, selv om det har vært noen få store flommer i oktober som følge av kraftig regnvær. Fylket ble rammet av to store regnflommer i oktober 1959 og 1964. Flommen i 1959 er den klart største observerte i Salangselva og førte til tap av liv. Flommen i 1964 rammet særlig Tromsø-området, men var også stor i deler av Nordland.

I Finnmark er de store vårflommene dominerende. De største flommer var i 1920, 1996 og 1918. Det har også vært lokale regnflommer i fylket som har gjort skade, men de er betydelig mindre enn vårflommene.

3.2.4 Tørke

Alvorlige tørker har forekommet i Norge med jevne mellomrom de siste 100–150 årene. Basert på observerte data vet vi at det på Østlandet, Sørlandet og Vestlandet var meget lav årsavrenning i 1875, og Østlandet hadde lav vannføring også i 1880. Med unntak av Midt-Norge var 1915 et tørt år, og 1927 utmerker seg som spesielt tørt på Vestlandet og Sørlandet. Fjorten kraftverk på Vestlandet måtte stanses på grunn av vannmangel (Killingtveit m.fl., 2003).

Basert på en oversikt over store skogbranner (*Vatnet vårt*, 2008) og en oversikt over de ti tørreste årene i ulike regioner i Norge (Killingtveit m.fl., 2003), ser vi at det under og etter krigen var langvarig tørke og varmt vær i deler av Norge i blant annet 1941, 1947, 1955, 1948, 1959, 1969, 1972, 1976, 1992, 1996, 2002,

2006 og 2007. Vi vet også at 1996 og 2002 var år med høye vannkraftpriser og problemer med vannforsyningen på grunn av tørke. 2002 var spesielt ille, ikke fordi det var et spesielt tørt år med tanke på samlet nedbør, men fordi man etter en usedvanlig tørr og varm ettersommer fikk kuldegrader i hele landet fra oktober. Vi hadde en sommertørke som gikk direkte over i en vintertørke i store deler av landet.

Trendanalyser basert på perioden 1930–2004 viser at det er tendenser til at perioden med lav vannføring om sommeren har blitt lenger på Sørøstlandet (Stahl m.fl., 2008). Dette kommer blant annet av at snøsmeltingen foregår tidligere, og at det har blitt varmere, slik at fordampningen om sommeren har økt.

3.2.5 Skred

Mange av de større flommene har vært ledsaget av skred, både flomskred, fjellskred og våtsnøskred (Furseth, 2006). En tabell med oversikt over store flom- og skredhendelser siden 1850 er tilgjengelig på www.klimatilpassning.no. Mange av de mest alvorlige flom- og skredhendelsene i Norge har skjedd som følge av ekstremvær før eller etter kalde perioder under den lille istiden. Under «Storofsen» i 1789 gikk det mange hundre flomskred i Gudbrandsdalen, Valdres og Numedal som følge av ekstreme nedbørintensiteter (Riksen, 1969; Furseth, 2006). Flommen i 1860 utløste også mange jordskred, som førte til tap av liv i Numedal. Storflommen på Vestlandet i 1743 utløste så vel snøskred som jordskred og fjellskred fra Ryfylke til Nordmøre. Regnflommen i 1927 utløste mange skred i Tinn.

Snøskred er den typen naturulykke som har tatt flest liv i Norge ved siden av de store stormene som fram til først på 1900-tallet rammet fiskeriene hardt. Vestlandet og Nordvestlandet ble rammet av store snøskred vintertid i 1679, 1718, 1755, 1770, 1835, 1836, 1846, 1849, 1868 og 1928 med betydelige tap av liv. I Nord-Norge har store vinterskred rammet Nordland blant annet i 1680, 1815, 1868, 1871, 1890, 1906 og 1986. I Troms har store snøskred rammet i 1761 og 1881, og i Finnmark har snøskred tatt flere liv, blant annet i 1807, 1849, 1855, 1873, 1953, 1959.

Noen fjellskred har også inntruffet under eller etter kraftig regnvær. Det store fjellskredet ved Tjelle i Romsdal i februar 1756 kom etter et åtte dagers skybrudd. Det var også ekstremt uvær før det fatale fjellskredet i Vik i Sogn 2. desember 1911. I Loen i 1905 falt det opptil 110 mm regn to–tre uker før raset – og ytterligere 70 mm opp mot rastidspunktet.

3.3 Havklima i tiden med målinger

Havklimaet i norske havområder domineres av to hovedstrømsystemer. Den norske kyststrømmen har sin opprinnelse i utstrømning av brakkvann fra Østersjøen. Disse vannmassene strømmer nordover langs hele norskekysten – og videre østover langs kysten av Kolahalvøya som Murmanskstrømmen (grønne piler i figur 3.3.1). Langs norskekysten blir Kyststrømmen ytterligere forsynt med ferskvann fra land, som er med på å holde saltgehalten lav i forhold til den salte Atlanterhavstrømmen (røde piler i figur 3.3.1) som strømmer på utsiden av Kyststrømmen.

Atlanterhavstrømmen deler seg i to grener ved det nordlige innløpet til Nordsjøen. En grein bøyer sørover inn i Nordsjøen og følger vestkanten av Norskerenna, mens den andre greina forsetter nordover langs kontinentalsokkelskråningen. Ved innløpet til Barentshavet deler den seg igjen i to greiner. Den ene bøyer østover inn i Barentshavet som Nordkappstrømmen, mens den andre fortsetter videre nordover langs Svalbards vestkyst inn i Polhavet som Vest-Spitsbergenstrømmen.

Kyststrømmens varmeinnhold er i stor grad påvirket av det regionale atmosfæriske klimaet, mens den mektige Atlanterhavstrømmen – i vekselvirkning med framherskende vinder fra sørvest – bringer store varmemengder inn i norske havområder og setter sitt preg på klimaet i hele Nord-Europa. Bare Nordkappstrømmen alene tilfører Barentshavet større energimengder på tre timer enn hele årsproduksjonen av elektrisk kraft i Norge. I retur fra Polhavet kommer kalde arktiske vannmasser. Inn i Barentshavet fra nord strømmer Øst-Spitsbergenstrømmen i sørvestlig retning, og ut Framstredet mellom Svalbard og Grønland strømmer Øst-Grønlandsstrømmen sørover (blå piler i figur 3.3.1). Begge disse strømmene transporterer is sørover, men praktisk talt aldri i retninger som får innflytelse på norske nærområder.

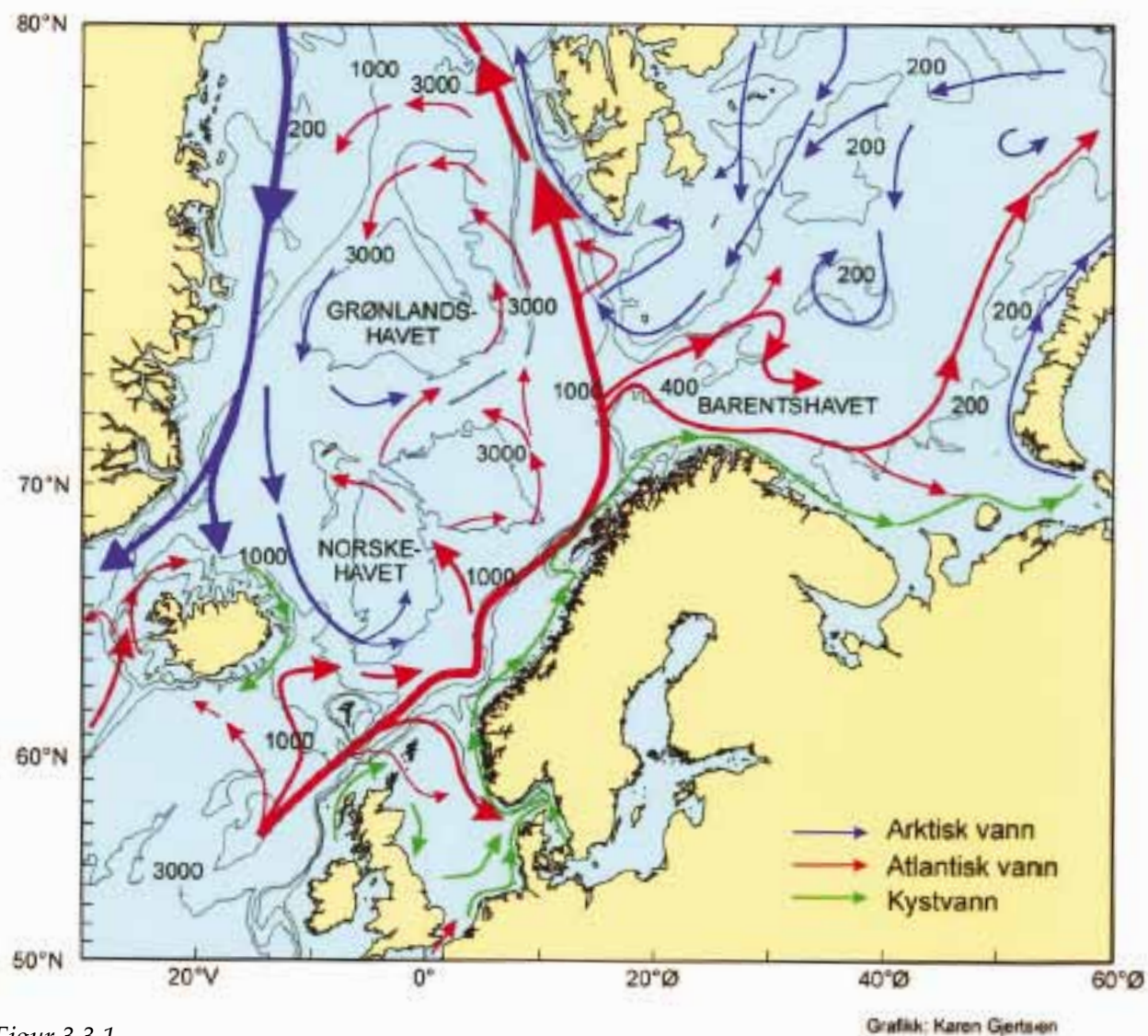
Atlanterhavsstrømmen gjennomgår naturlige variasjoner, både når det gjelder varmeinnhold og strømstyrke. Dette setter igjen

sitt preg på klimasvingningene i regionen, fra kortperiodiske og sesongmessige svingninger til mellomårlige, dekadiske og multidekadiske svingninger. På sesongmessig tidsskala skjer den største varmetransporten om vinteren på grunn av høyere strømstyrke, slik at selv om temperaturen på Atlanterhavsvannet er noe lavere om vinteren, blir likevel varmetransporten større på grunn av den økte strømstyrken.

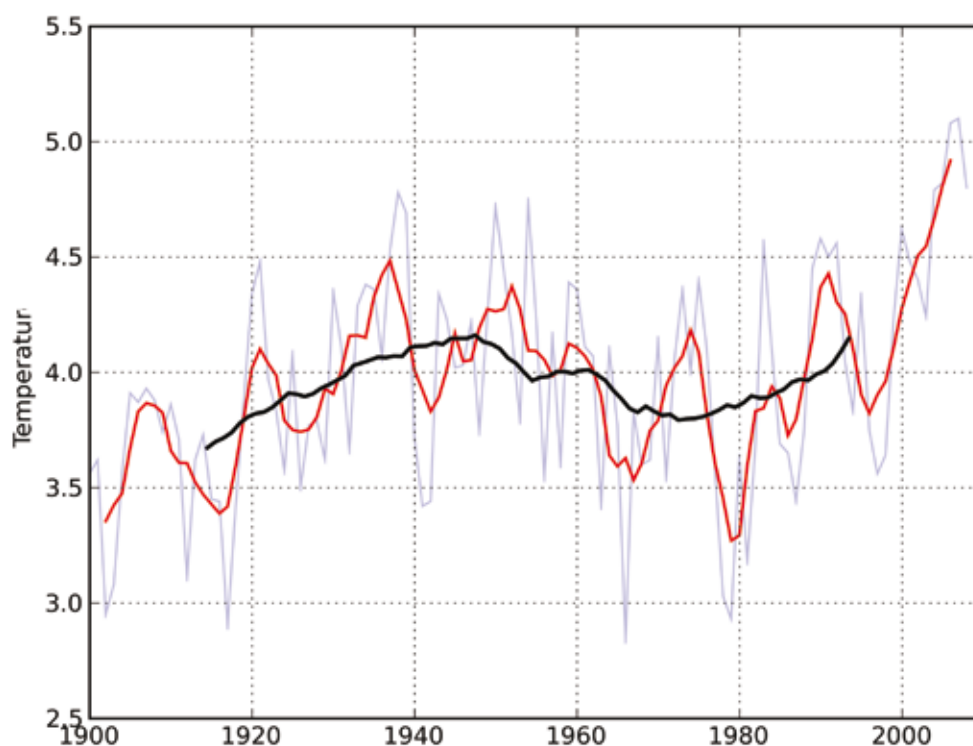
I Kyststrømmens overflatelag finner vi den årlige maksimumstemperaturen i midten av august, mens tidspunktet for minimumstemperaturen forsinkes nordover kysten. Således finnes minimumstemperaturen ved Lista i midten av februar, mens ved Nordkapp nås den i siste halvdel av mars. Sommervarmen fra Kyststrømmens overflatelag trenger også tid for å forplante seg nedover i dypet. Først i desember nås maksimumstemperaturen ved 200 meters dyp. Under vedvarende pålandsvind (fra vest og sørvest) på norskekysten kan pulser av ferskere vannmasser i Kyststrømmen forplante seg nordover til Barentshavet på ca. tre måneder (Skagseth m.fl., 2009).

Mellomårlige til dekadiske klimasvingninger i Atlanterhavstrømmen skjer i vekselvirkning med den storskala lavtrykksaktiviteten i Nord-Atlanteren som ofte måles i form av den nordatlantiske oscillasjonen (NAO, se avsnitt 2.1). Selv om denne aktiviteten i hav og atmosfære henger tett sammen er det imidlertid ikke noen direkte samvariasjon på tidsskalaer kortere enn ett år. Det skyldes at endringer i bevegelse og varmemengde i havet reagerer mye tregere enn i atmosfæren. Når NAO-indeksen er høy, er den atmosfæriske lavtrykksaktiviteten høy i den nordlige delen av Nord-Atlanteren (oftest i området fra sør for Island nordøstover mot midt-Norge), mens når den er lav, er det roligere vindforhold.

I vintre med stor lavtrykksaktivitet domineres norske havområder av varme og salte atlanterhavsvannmasser som følge av økt intensitet på Atlanterhavstrømmen. Under slike



Figur 3.3.1
Sirkulasjonsmønsteret i og omkring norske havområder. Den varme Atlanterhavsstrømmen og atlantisk vann dominerer de sørlige og østlige delene av havområdet, mens de kalde arktiske strømmene dominerer de nordlige og vestlige delene.



Figur 3.3.2
Temperaturen i atlanterhavsvannet øst i Barentshavet (Kolasnittet) gjennom det 20. århundret og fram til i dag. Blå, rød og svart strek viser henholdsvis årsmidlet, femårs-midlet og 30-års midlet temperatur. Kilde: PINRO, Murmansk.

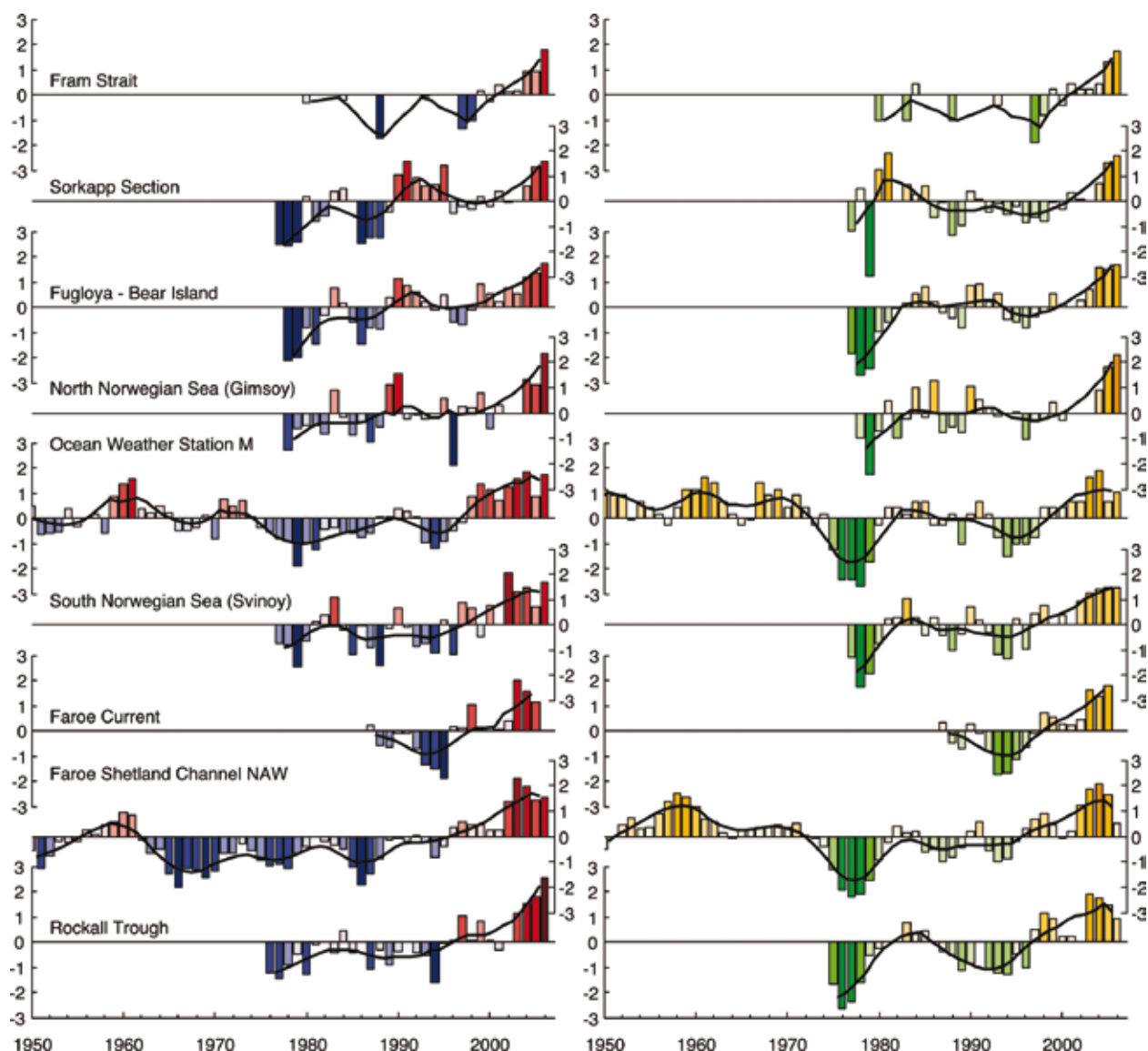
forhold akselereres også tilsvarende de kalde strømmene ut av Polhavet på den andre siden av Nord-Atlanteren, og det blir tilsvarende kaldere på Grønland og i det nordøstlige Canada (Sundby og Drinkwater, 2007). Denne typen klimasvingninger har karakteristiske perioder fra dekadisk tidsskala og ned til 2–3 års skala med store utslag på opp mot 1,5 °C endring i årsmiddeltemperatur fra det ene året til det andre.

Hydrografiske observasjoner fra Barentshavet gjennom det 20. århundret viser betydelige variasjoner fra år til år og fra tiår til tiår (figur 3.3.2). Det er for eksempel først på 2000-tallet at havtemperaturen i Barentshavet har klart oversteget temperaturen fra 1930- og 1940-tallet. Havklimasvingningene fra mellomårlig til dekadisk tidsskala har vist seg å ha innvirkning på både de marine og terrestriske økosystemene i norske områder. I de kaldere havområdene våre er det vist at både produksjonen av plankton og rekrutteringen til boreale fiskebestander (dvs. arter som torsk, sild, hyse og sei) er høyere i varme år.

Overlagret de dekadiske klimasvingningene finner vi multidekadiske svingninger med perioder på omtrent 70 år (svart kurve i figur 3.3.2). Dette er også omtalt som den atlantiske multidekadiske oscillasjonen (AMO) (Sutton og Hodson, 2005). Mens årsaken til deka-desvingningene delvis kan knyttes til NAO, er årsaken til multidekadesvingningene mer uklar. Det er imidlertid åpenbart at multidekadiske svingninger ikke bare er et fenomen for det 20. århundret. Gray m.fl. (2004) viste gjennom trering-analyser fra Europa og Nord-Amerika at multidekadiske klimasvingninger i hvert fall kan spores tilbake til 1600-tallet.

Figur 3.3.3

Temperatur- og saltvariasjoner i atlantehavsvannet fra Rockall-trauget utenfor Skottland i sør (nederste tidsserie) til Framstredet i nord (øverste tidsserie). Avvikene er relativt perioden 1988–2006 for Færøystømmen og Framstredet, og 1978–2006 for de andre tidsseriene. Fra Holliday m.fl. (2008).



Figur 3.3.2 viser et havklima som var nesten like varmt i perioden 1930–50 som det har vært de siste tjue årene, mens 1960- og 1970-tallet hadde et havklima som var like kaldt som i perioden på begynnelsen av det 20. århundret. Figur 3.3.3 viser tilsvarende variasjoner siden 1950 fra Rockall utenfor Skottland i sør, via Svinøysnittet fra Stad og nordvestover i Norskehavet og Gimsøysnittet utenfor Lofoten, til Framstredet mellom Svalbard og Grønland i nord. Igjen ser vi det relativt kalde havklimaet på 1960- og 1970-tallet. Etter slutten på 1990-tallet har både havtemperaturen og saltholdigheten økt, slik at vi i dag har den høyeste observerte havtemperaturen siden måleseriene startet.

Som det framgår av figur 3.3.2 og 3.3.3 er utslaget på det multidekadiske signalet i havet betydelig mindre enn det dekadiske signalet. Virkningene på de marine økosystemene er imidlertid ikke ubetydelige i forhold til virkningene av dekadiske klimasvingninger. Tvert imot viser det seg at både produktiviteten i fiskebestander (Toresen og Østvedt, 2000) og den geografiske utbredelsen og fordelingen av fiskebestandene i Nord-Atlanteren (Drinkwater, 2006; Sundby og Nakken, 2008) påvirkes i sterk grad av de multidekadiske klimasvingningene med økende mengde og nordligere fordelinger i varme perioder.

Mens den geografiske utbredelsen av de dekadiske klimasignalene omfatter det nordøstlige Atlanterhavet inkludert Barentshavet

og Nordsjøen, har multidekadesvingningene en enda større geografisk utbredelse. Dette signalet omfatter hele Nord-Atlanteren med Europa og Nord-Amerika. Det multidekadiske klimasignalet kan til og med spores i signalet for den globale gjennomsnittstemperaturen. Multidekadesignalet er imidlertid sterkest på nordlige bredder.

Det er derfor grunn til å anta at temperaturøkningen i Arktis og den medfølgende reduksjonen i isutbredelse og tykkelse som har vært observert siden de kalde 1970-årene, ikke alene skyldes menneskeskapte klimaendringer, men sannsynligvis er en kombinasjon av langperiodiske klimasvingninger og menneskeskapt global oppvarming.

Med en forventet relativt moderat økning i global temperatur i løpet de første tiårene i det 21. århundret som følge av menneskeskapt klimaendring, er det mulig at man i nordområdene vil kunne oppleve en utflating i temperaturøkningen eller til og med en (midlertidig) nedgang i temperaturen. Forutsetningene for dette er at det multidekadiske signalet vil framstå like kraftig som vi har opplevd siden 1960-tallet, og at periodisiteten er som i det 20. århundret. Hvis det multidekadiske signalets periodisitet opprettholdes videre ut over i det 21. århundret, vil imidlertid temperaturøkningen kunne bli dramatisk rask og kraftig når både naturlig variabilitet og menneskeskapt klimaendring bidrar i samme retning.

3.4 Karakteristiske endringer i den arktiske sjøisen

Sjøisen er en følsom komponent i det arktiske klimasystemet, styrt av termodynamiske og dynamiske forhold mellom atmosfære og hav. Samtidig har havisen en viktig rolle i varmeutvekslingen i polare områder. Havisens utstrekning utviser stor variabilitet både sesongmessig og på årlig skala. Systematiske observasjoner av isarealet på global skala er gjort i de siste 30 år gjennom daglige målinger med passiv mikrobølge instrumenter på satellitter.

Tidligere har det også vært gjort observasjoner, spesielt av iskantposisjonen, men disse har for det mest vært regionale og basert på flere observasjonsmetoder. Gode målinger for hele Arktis startet først i 1979, da flerkanals mikrobølgedata fra polarbanesatellitter ble etablert. Når det gjelder data om isdrift, startet systematiske målinger i 1990 gjennom etablering av det internasjonale arktiske bøyeprogrammet. Isdriften i det sentrale polbassenget er målt gjennom dette programmet, men store deler av de omkringliggende randhav, som Barentshavet og Grønlandshavet, har ikke hatt systematisk dekning med disse bøyene.

Istjukkelse er den minst observerte av de viktige isparametrene. Tilgjengelige data viser at isen er blitt tynnere i store deler av Arktis, men store deler av isdekket mangler data, slik at beregning av total endring i istjukkelsen har betydelig usikkerhet. Arealet av isen i Arktis har i de siste 30 årene avtatt med 10–12 prosent i årsmiddel, basert på beregninger fra satellittdata med nøyaktighet på 10 prosent (Johannessen m.fl., 1999 and 2004; Comiso, 2002; Comiso m.fl., 2008; Serreze m.fl., 2007; Stroeve m.fl., 2007).

3.4.1 Isutbredelse

De tidligste isobservasjoner i den europeiske delen av Arktis er gjort av sel- og hvalfangere, og data om iskantposisjon går tilbake til ca. 1750. Iskantdata for perioden 1850–1899 er samlet og analysert av Divine og Dick (2006). Iskanten varierer betydelig både i Barents-

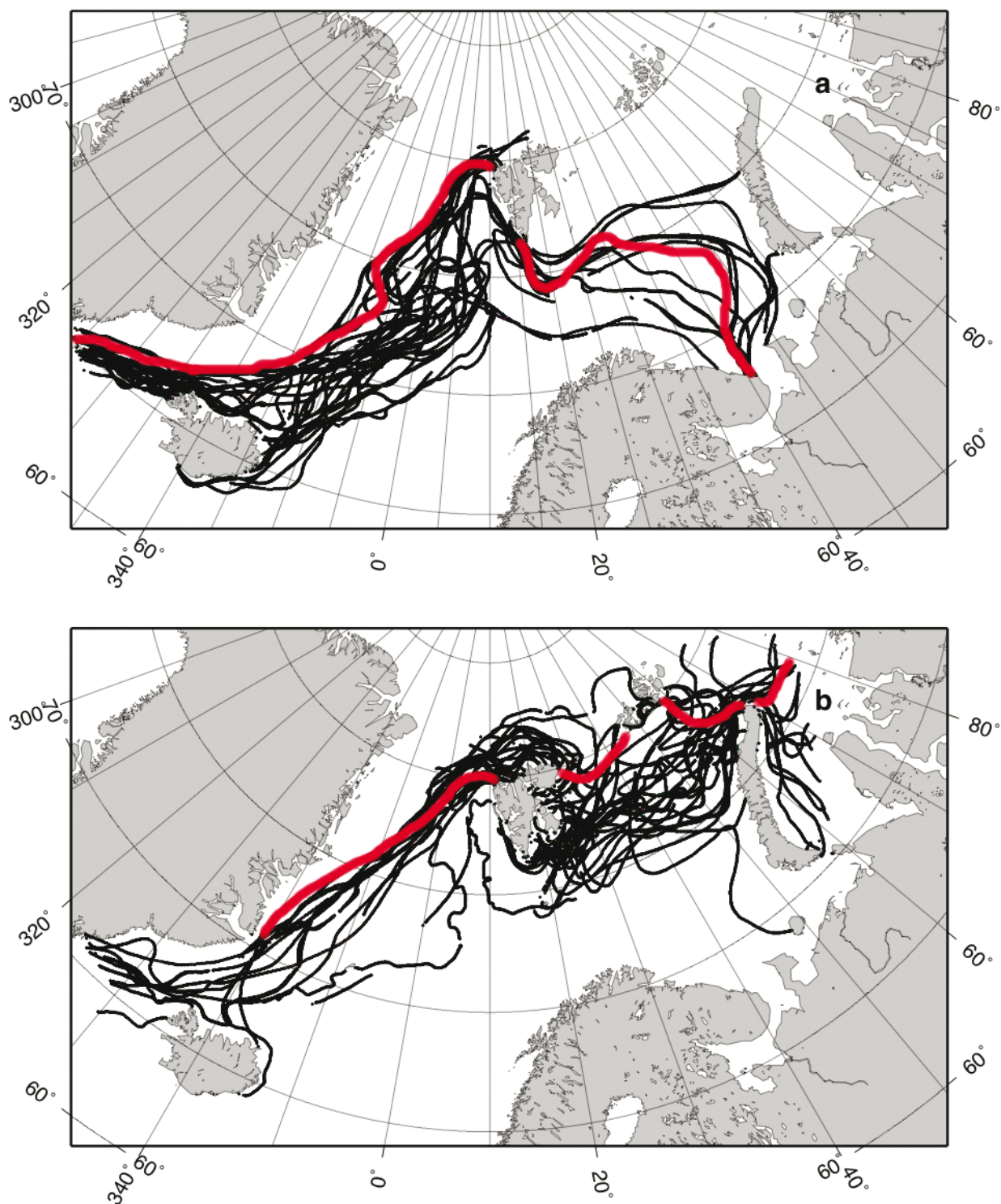
havet, Grønlandshavet og Norskehavet og rundt Island (figur 3.4.1). En sammenligning av tidligere iskantobservasjoner med satellittbaserte data de siste 30 år viser at det var mye mer is enkelte år på 1800-tallet enn det har vært nå.

Estimat for isutbredelsen i hele Arktis fra 1900 til nå er laget ved å sette sammen sporadiske observasjonsdata fra før 1979 med systematiske satellittbaserte data etter 1979 (Walsh og Chapman, 2001). I første halvdel av det 20. århundret har estimatene stor usikkerhet, mens fra 1950-tallet og utover har isobservasjonene økt, slik at isarealet etter hvert er beregnet ganske nøyaktig. Særlig har det vært viktig at russerne har drevet regulær isovervåking fra fly fram til slutten 1980-tallet.

Fra 1979 har satellittdata gitt systematiske og detaljerte målinger av isdekket i hele Arktis, og dette faller sammen med perioden hvor isdekket har avtatt i varierende grad for de ulike delene av Arktis (figur 3.4.2a). Det mest karakteristiske trekket i månedsdataene er forskjellen mellom sommer og vinter. Den største reduksjonen av isarealet forekommer i september, som er måneden med minimum isdekke i Arktis, mens reduksjonen om vinteren er mye mindre.

Sommerutbredelsen har særlig avtatt etter 2002 – og med et ekstremt minimum i 2007 (figur 3.4.2b), da isarealet var 37 % lavere enn middleverdien for perioden 1979 til 2007 (Comiso m.fl., 2008). Isutbredelsen i september bestemmer hvor mye flerårsis det vil være i det påfølgende år. Derfor har også flerårsisen i Arktis blitt betydelig redusert de siste årene. Fra 1979 til 2002 var reduksjonen i flerårsisen 24 %, mens for perioden 2002 til 2008 var den over 40 %. Dette betyr at en mindre del av isen består av tjukk flerårsis, og en større del er tynnere førsteårsis.

For Barentshavet har isutbredelsen avtatt de siste tretti år, mest om vinteren og mindre om sommeren (figur 3.4.3).

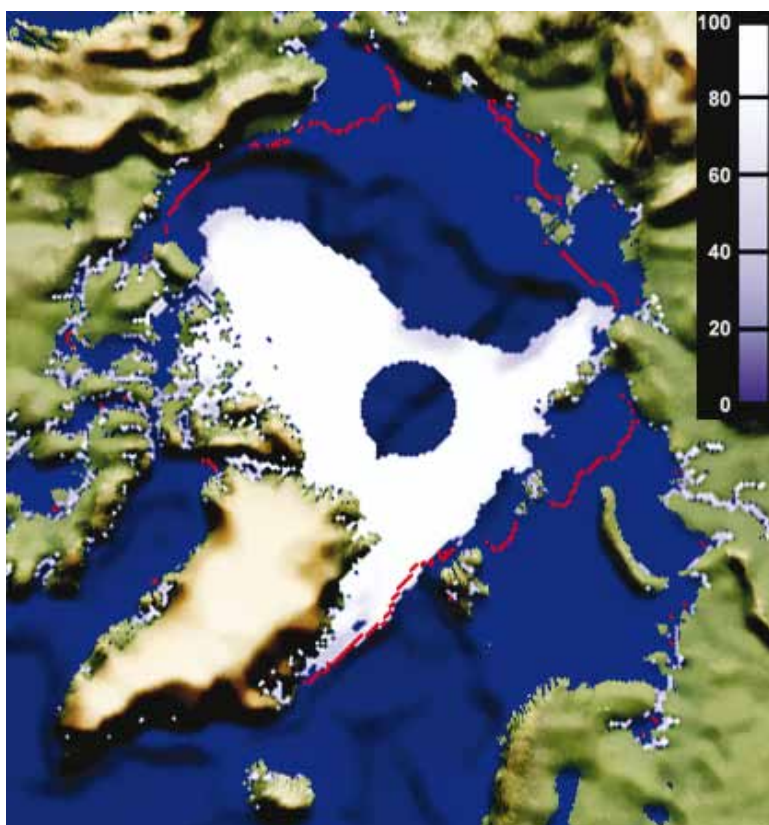
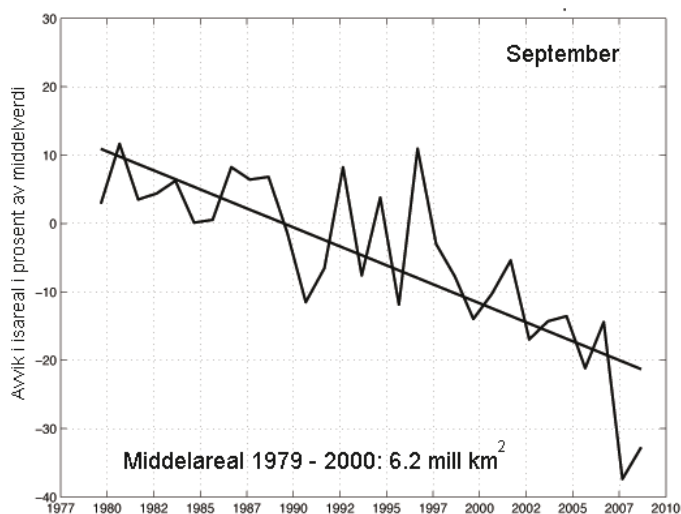
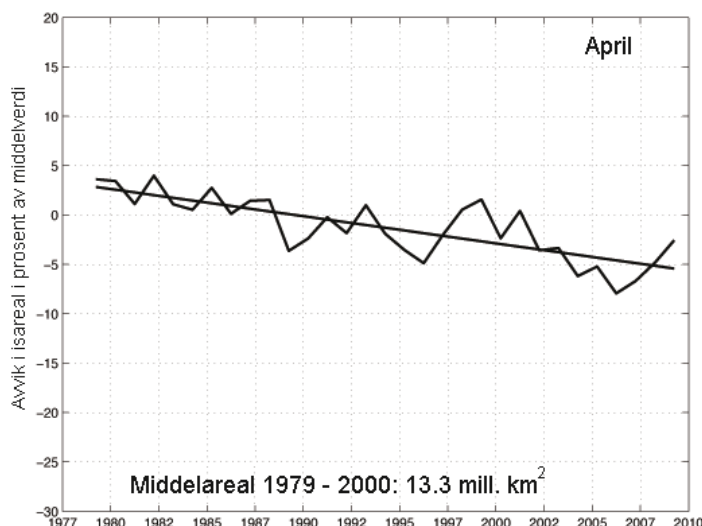


Figur 3.4.1
Iskantposisjoner for perioden 1850–1899 (svarte linjer) analysert av Divine og Dick (2006), med midlere iskant fra perioden 1979–2000 basert på satellittdata markert med rød linje. (a) viser data for april og (b) viser data for august.

3.4.2 Istjukkelse

Istjukkelse er ikke målt på samme systematiske måte som isarealet, fordi satellittmålinger av istjukkelse ikke har vært mulig før i de siste årene. Derfor er istjukkelsesdata innsamlet med forskjellige metoder i ulike deler av Arktis, og resultatene er divergerende. Den største endringen er observert i dyphavsbassenget i det indre Arktis hvor flerårsisen har vært dominerende inntil for få år siden.

Sonarmålinger fra ubåttokter fra 1958 og fram til 2000 har vist at den årlige midlere



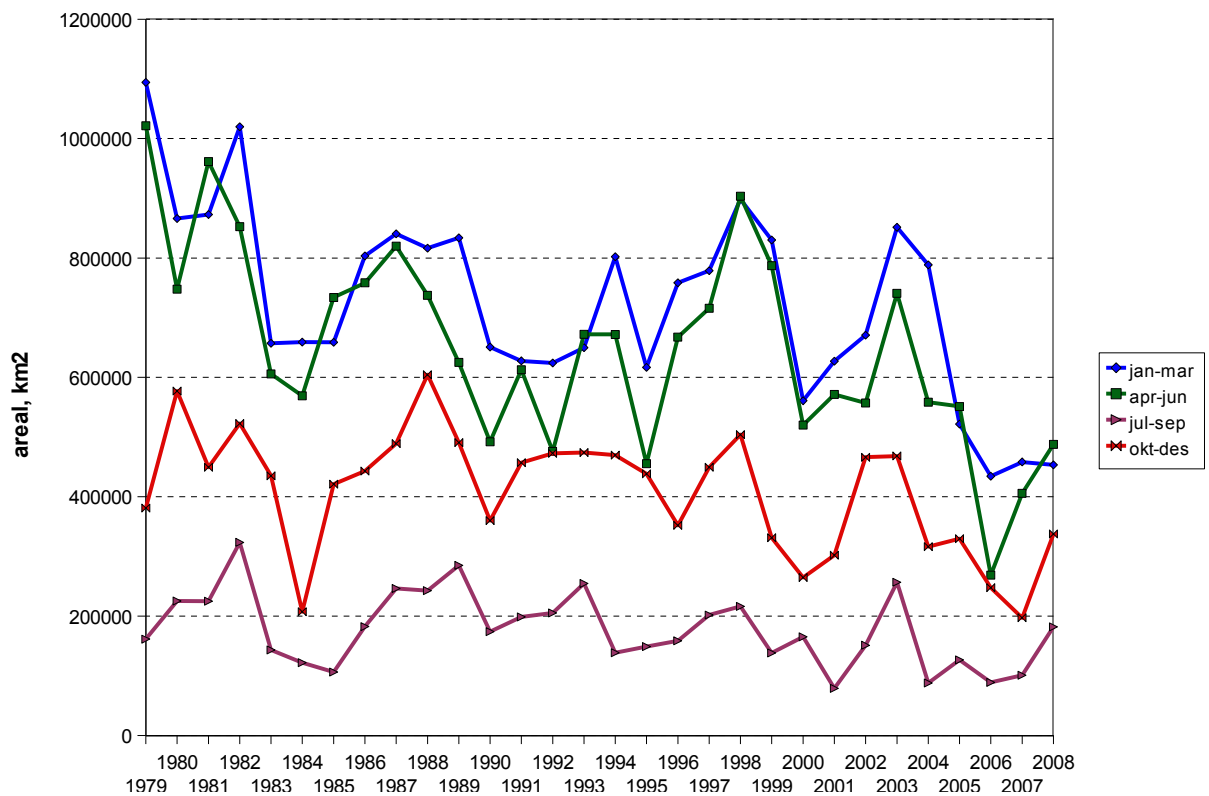
Figur 3.4.2

(a) Årlig avvik i isutbredelse for september og april i hele Arktis, regnet i prosent av middelverdi for perioden 1979–2000. Rette linjer viser trend i reduksjon av isutbredelsen, som er på ca. 30 prosent for september og ca. 8 prosent for april.
(b) Minimum isutbredelse i september 2007 er indikert som hvitt område. Kode for iskonsentrasjon er vist øverst til høyre. Den røde kurven viser midlere isutbredelse (15 prosent iskonsentrasjon) for september i perioden 1979–2008. Sirkelen rundt Nordpolen har en ikke gode data for, men det antas at dette området er dekket 100 prosent med is.

istjukkelsen i dette området har avtatt fra 3,71 m i 1980 til 2,46 m i 2000. Dette datasettet består av over 2000 målinger, som hver dekker en 50 km lang strekning med sammenhengende sonarmålinger (Rothrock m.fl., 2008).

Andre målemetoder, som elektromagnetiske induksjonsmålinger fra helikopter, viser at istjukkelsen i området rundt Nordpolen har avtatt med over 40 prosent fra 2001 til 2007 (Haas m.fl., 2008). I de grunne havområdene og nær kyster har målinger vist liten eller ingen reduksjon av istjukkelsen (Melling m.fl., 2005; Haas 2004; Polyakov m.fl., 2003; Gerland m.fl., 2008). Noen av disse områdene har for det meste førsteårsis, som dannes i løpet av én vintersesong og smelter om sommeren.

Altimeterdata fra satellitter kan brukes til å beregne istjukkelsen over så å si hele Arktis. Metoden består i å måle isens fribord, som er høyden fra den isfrie havoverflate til toppen av isen, og omregne fribord til istjukkelse. Dette forutsetter at snødekket og isens tetthet er kjent. *IceSat* har produsert laser-altimetermålinger over polområdene fra 2003 til 2008, og analyser over sjøis viser at dataene gir unike synoptiske månedsmiddel av istjukkelse over hele Arktis. *IceSat*-data kan dokumentere at både flerårsisen og førsteårsisen har blitt tynnere fra 2006 til 2008 over store deler av Arktis



Figur 3.4.3

Isutbredelse i Barentshavet presentert som tre-måneders middel for årene 1979–2008.

(Kwok and Cunningham, 2008). Altimeterdata fra *CryoSat* vil bli tilgjengelig fra 2010 for måling av istykkelse i polarområdene.

3.4.3 Isdrift

Isdrift er den tredje viktige isparameteren som har betydning for mengde og variabilitet i det arktiske isdekket. Isdriften er styrt av vind og strømforhold, hvor vind spiller størst rolle på storskala, mens strøm er viktig på lokal skala hvor tidevann, virvler og jetstrømmer i iskannten påvirker isdriften (Johannessen m.fl., 1994). Isdrift som konvergerer, er en vesentlig mekanisme for dannelsen av isrygger, mens divergens i isdriften åpner opp leder som har betydning for varmekraften fra hav til atmosfære.

Data for storskala isdrift er hovedsakelig innsamlet gjennom det internasjonale arktiske bøyeprogrammet (<http://iabp.apl.washington.edu/>), som startet i 1990, og fra satellittdata (f.eks. <http://cersat.ifremer.fr/>). Data tilbake til 1950 er tilgjengelig fra de russiske drivende istasjonene og andre ekspedisjoner i polhavet. Analyser av tilgjengelige isdriftdata sammen med vinddata fra 1950-tallet og fram til i dag viser at både isdrifthastighet og vindstress har

økt i denne perioden (Hakkinen m.fl., 2008). Dette kan forklares med økt lavtrykksaktivitet i polbassenget, hvor den transpolare driften viser høyere hastighet i isdriften.

Under «Tara»-ekspedisjonen fra 2006 til 2008, som var et forsøk på å repetere «Fram»-ekspedisjonen fra 1893 til 1896, drev fartøyet fra Laptev havet til Framstredet med over dobbelt så stor hastighet som «Fram» og andre tilsvarende ekspedisjoner (Gascard m.fl., 2008). Dette tilskrives både økt vind og at tynnere is gir høyere driftshastighet enn tjukkere is.

Ved å kombinere isdriftdata med istykkelsesdata og areal med flerårsis, kan det lages analyse av alderen på isen i Arktis og følge denne år for år (Rigor og Wallace, 2004). Den første kraftige reduksjonen i flerårsisen skjedde i perioden 1988–90, mens utover 1990-tallet varierte mengden av flerårsis på et lavere nivå enn på 1980-tallet. Fra 2005 har den gamle flerårsisen, som er ti år eller eldre, praktisk talt forsvunnet.

3.5 Klimavariasjoner etter siste istid

Framtidige klimaendringer vil være en kombinasjon av naturlig klimavariabilitet og et resultat av menneskelig påvirkning grunnet utslipp av klimagasser fra fossilt brensel og endret arealbruk. For å kunne skille mellom de menneskeskapte klimaendringene og de naturlige klimavariasjonene må vi vite hvordan klimaet har endret seg før den industrielle revolusjonen.

3.5.1 Sammendrag

Siste istid tok slutt for 11 700 år siden. I eldre steinalder, for 9000–6000 år siden, vokste det furu på deler av Hardangervidda, og de største isbreene i Norge var i perioder bortsmeltet. Årsaken var at sommertemperaturen var omtrent 1,5–2 grader høyere enn i perioden 1961–90, noe som skyldtes at jorda var nærmere sola om sommeren og at jordas helningsvinkel var større enn i dag.

I middelalderen (ca. år 500–1500) var det generelt et mildt klima i Skandinavia med en middeltemperatur 0,5–1 °C høyere enn i perioden 1961–90. Det milde klimaet gjorde det mulig for nordboere å bosette seg på Grønland. Årsaken til det milde klimaet var sannsynligvis en kombinasjon av høy solaktivitet og få vulkanutbrudd.

Framtidige klimaendringer vil skyldes en kombinasjon av naturlig klimavariabilitet og menneskelig påvirkning. Ved å studere fortidens klima er det funnet vitenskapelig belegg for at det er en menneskeskapt påvirkning på klimaendringene de siste femti årene.

Mye av den naturlige klimavariasjonen er regional, og ikke global, og preges av at det er varmere noen steder, mens det er kaldere i andre områder. Særlig gjelder dette for klimasvingninger som er kortere enn hundre års varighet. For eksempel forekom varmeperioden i steinalderen først og fremst på høye nordlige breddegrader og knyttet til langsomme endringer i jordens bane rundt sola, mens tropene ikke var varmere enn i nåtiden.

3.5.2 Rekonstruksjon av klimaendringer

I Norge går pålitelige instrumentelle meteorologiske data tilbake til ca. 1860. Disse gir imidlertid et for kort perspektiv til å kunne si noe om hvordan klimaet har variert i fortiden grunnet naturlige svingninger. Forskere på feltet fortidsklima (paleoklima), forsøker derfor å rekonstruere klimaet (f.eks. temperatur, nedbør og vind) tilbake i tid med så liten usikkerhet og så god tidsoppløsning som mulig.

Videre prøver man å finne årsakene til de observerte klimaendringene, gjerne ved å sammenligne rekonstruksjonene med simuleringer fra klimamodeller lik dem som brukes til å beregne framtidsklima. Slik kan man også undersøke modellenes evne til å beskrive større klimaendringer enn dem som er observert de siste 150 år.

For å rekonstruere klimaet må forskerne benytte seg av indirekte data fra naturlige arkiver (figur 3.5.1). Man kan bruke geologiske data (f.eks. marine organismer og havbunns-sedimenter), landdata (f.eks. sedimenter fra

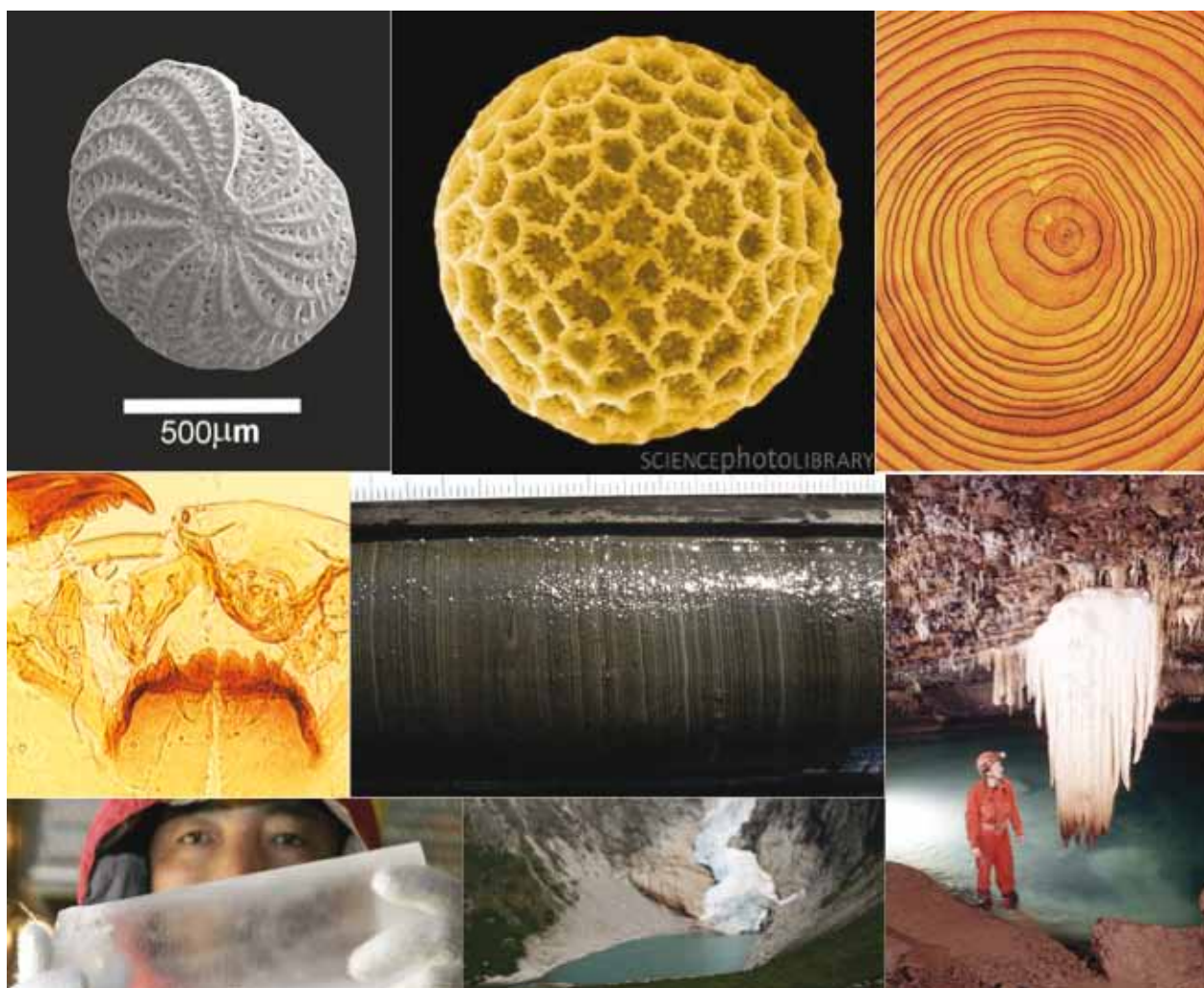
Klimaet på jorda er bestemt av solinnstråling, innhold av klimagasser og jordoverflatens egenskaper (f.eks. snø-/bredekning og ulike typer vegetasjonsdekke).

Det vokste trær på deler av Hardangervidda i steinalderen, for 9000–6000 år siden og samtidig var de største

isbreene i Norge bortsmeltet. Årsaken var høyere sommertemperaturer i nordlige områder, noe som skyldtes at jorda var nærmere sola om sommeren og jordas helningsvinkel var større enn i dag.

I middelalderen var det en overvekt av varme som-

rer på den nordlige halvkule, med en middeltemperatur 0,5–1 °C høyere enn gjennomsnittstemperaturen i det 20. århundret. Det milde klimaet gjorde det mulig for nordboere å bosette seg på Grønland.



Figur 3.5.1

Forskjellige typer naturlige klimaarkiver og organismer som man kan brukes til å rekonstruere klimaendringer i fortiden [foraminiferer, pollenkorn, årringer i tre, hodekapsel av fjærmygg, sedimenter (avsetninger i innsjøer og i havet), iskjerner, isbreer, dryppsteiner i huler].

innsjøer, morener, kalkutfellinger i grotter), glasiologiske data (iskjerner og isbreer), biologiske data (f.eks. pollen, planterester, insekter, treringer) og historiske data (nedtegnelse i kirkebøker, gårdsdagbøker, brev osv.).

3.5.3 Brevariasjoner

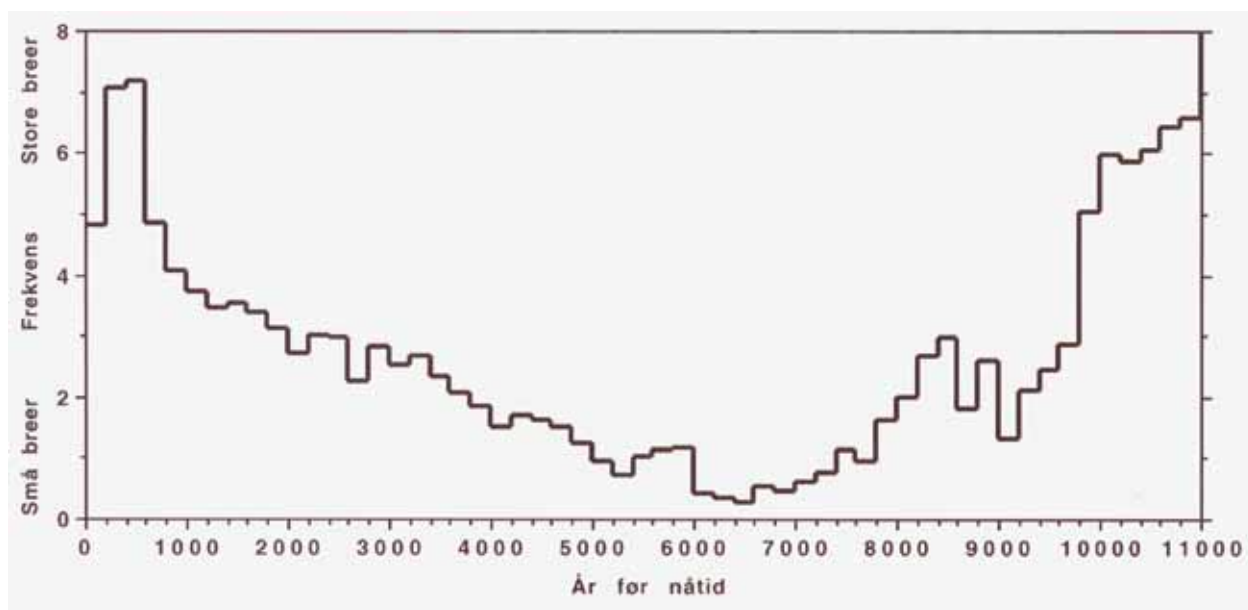
I løpet av og umiddelbart etter slutten av siste istid for omtrent 11 700 år siden var det flere hurtige og markerte klimavariasjoner som førte til betydelige breframstøt i Norge. Økt ferskvannstilførsel til Nord-Atlanteren fra de omkringliggende innlandsisene over Nord-Amerika, Grønland og Skandinavia har blitt foreslått som en av de mest sannsynlige årsakene til disse klimahendelsene. De studerte norske isbreene smeltet tilsynelatende helt bort minst en gang i perioden etter siste istid. Breene var generelt på sitt minste for omtrent

6600–6000 år siden (figur 3.5.2). De fleste norske isbreene nådde sin største utbredelse under «den lille istiden» på midten av 1700-tallet. Deretter smeltet breene gradvis tilbake til begynnelsen av 1900-tallet. På 1930- og 40-tallet trakk imidlertid de fleste norske breene seg mye tilbake som en kombinert effekt av varme somrer og noe redusert vinternedbør.

Maritime (kystnære) breer med kort reaksjonstid (mindre enn 10–15 år) begynte å rykke fram på midten av 1950-tallet, mens lange utløpsbreer med lenger reaksjonstid fortsatte å smelte tilbake fram til 1970- og 1980-tallet. Maritime breer gikk kraftig fram på midten av 1990-tallet på grunn av mye vinternedbør og dermed store snømengder på breene. Etter 2000 har de fleste breene smeltet svært raskt tilbake (noen mer enn 100 meter i året), hovedsakelig på grunn av varme somrer (Nesje 2009).

3.5.4 Vegetasjonsutvikling, temperatur- og nedbørendringer siden siste istid basert på data fra plantemateriale

Analyser av pollen og andre planterester fra vann og myrer viser at like etter at landet vårt ble isfritt, startet en rask etablering og utvikling av den lokale vegetasjonen. Først var den



Figur 3.5.2

Brevariasjoner i Skandinavia i perioden etter siste istid (gjennomsnitt av 16 rekonstruksjoner, der 15 av disse er fra Norge og en er fra Nord-Sverige), 200-års intervaller. Etter Nesje (2009).

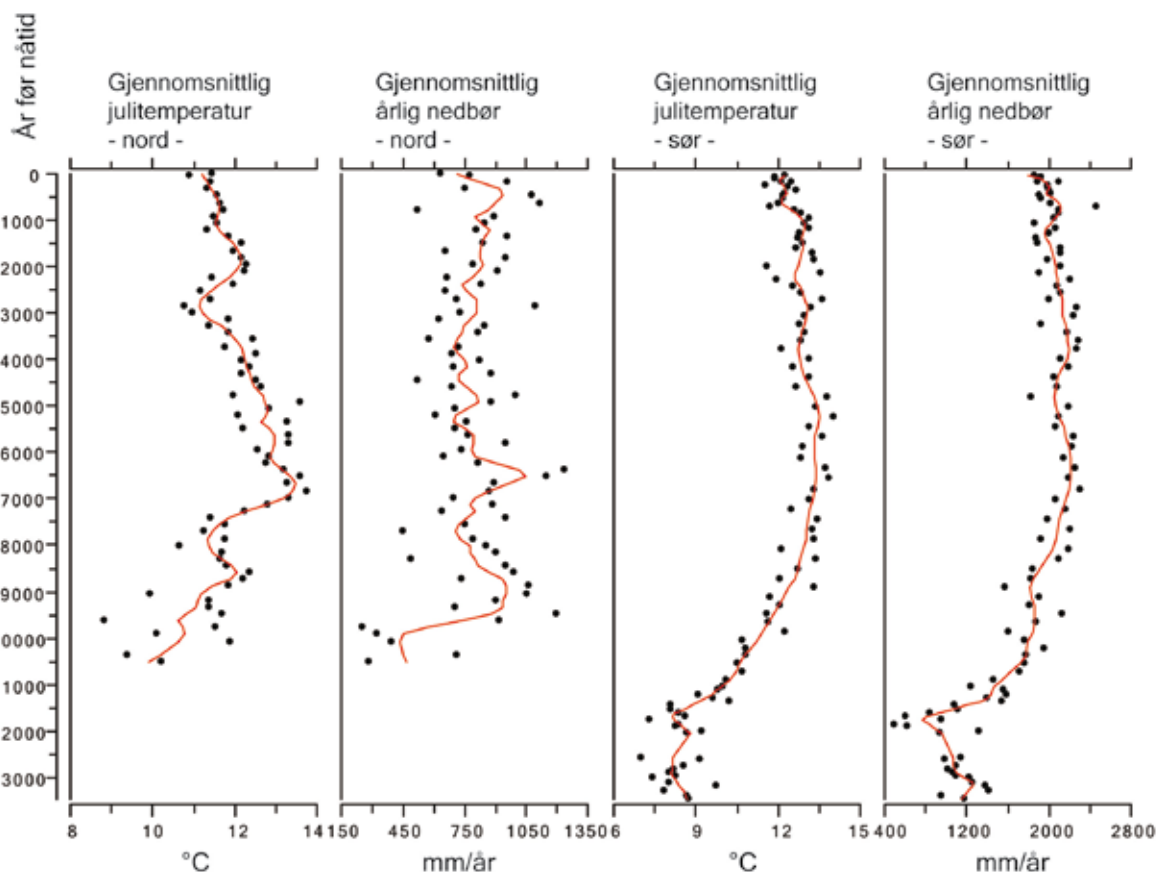
Figur 3.5.3

Variasjoner i gjennomsnittlig julitemperatur og årsnedbør i Sør- og Nord-Norge i perioden etter siste istid basert på vegetasjonshistoriske undersøkelser. Basert på Bjune m.fl. (2004, 2005).

dominert av urter, siden kom også lyng og busker.

Etter hvert som jordsmonnet ble utviklet og temperaturen steg, ble også treslagene etablert. Bjørka var etablert i høyfjellet i Sør-Norge så tidlig som for 10 300 år siden (Paus m.fl., 2006), og funn av bjørkefrukter og rakeskjell sammen med store mengder pollen viser at bjørka var vanlig i fjellet i Sør-Norge for rundt 8500 år siden (Bjune, 2005; Bjune m.fl., 2005). På denne tiden var det et varmere og tørrere klima enn i dag.

På vestsiden av Hardangervidda var tre-grensen noen steder opptil 200 m høyere enn



dagens nivå, i Jotunheimen nådde den 100 m høyere enn i dag, og i nord hadde bjørkeskoen større utbredelse enn i dag. Funn av furustokker i myrer i de østlige delene av Hardangervidda viser at furu vokste opp mot 1200 moh. så tidlig som for mellom 9650 og 9300 år siden. Maksimal utbredelse av tregrensen var i perioden 9000–6000 år siden, da den midlere sommertemperaturen i vår region var på sitt høyeste, ca. 1,5–2 °C høyere enn dagens (1961–90) gjennomsnitt.

Gjennom de siste 5000–4000 årene har tregrensen flyttet seg nedover, muligens på grunn av en kombinasjon av et våtere og kaldere klima og menneskelig utnytting av landskapet. Sommertemperaturene har blitt lavere og nedbørsmengdene har økt, noe som går i disfavør av både bjørk og furu.

Mot slutten av 1900-tallet ble beitetrykket i fjellområdene mindre, og seterdriften har opphørt mange steder. Dette har ført til en gjengroing av mange seterområder. En økning i sommertemperaturen de siste 100 årene på ca. 1 °C har gitt mer gunstige vekstforhold for trærne i fjellet, og vi har sett en ekspansjon av tregrensen høyere til fjells. Figur 3.5.3 viser variasjoner i gjennomsnittlig julitemperatur og årsnedbør i Sør- og Nord-Norge i perioden etter siste istid basert på vegetasjonshistoriske undersøkelser.

Figur 3.5.4
Gjennomsnittlig vinternedbør (i prosent av gjennomsnittlig vinternedbør i perioden 1961–90) på fire breer i Sør-Norge (Folgefonna, Jostedalsbreen, Spørteggbreen (Jostedalen) og Bjørnbreen (Jotunheimen)). Basert på data i Bjune m.fl. (2005).

3.5.5 Vinternedbør

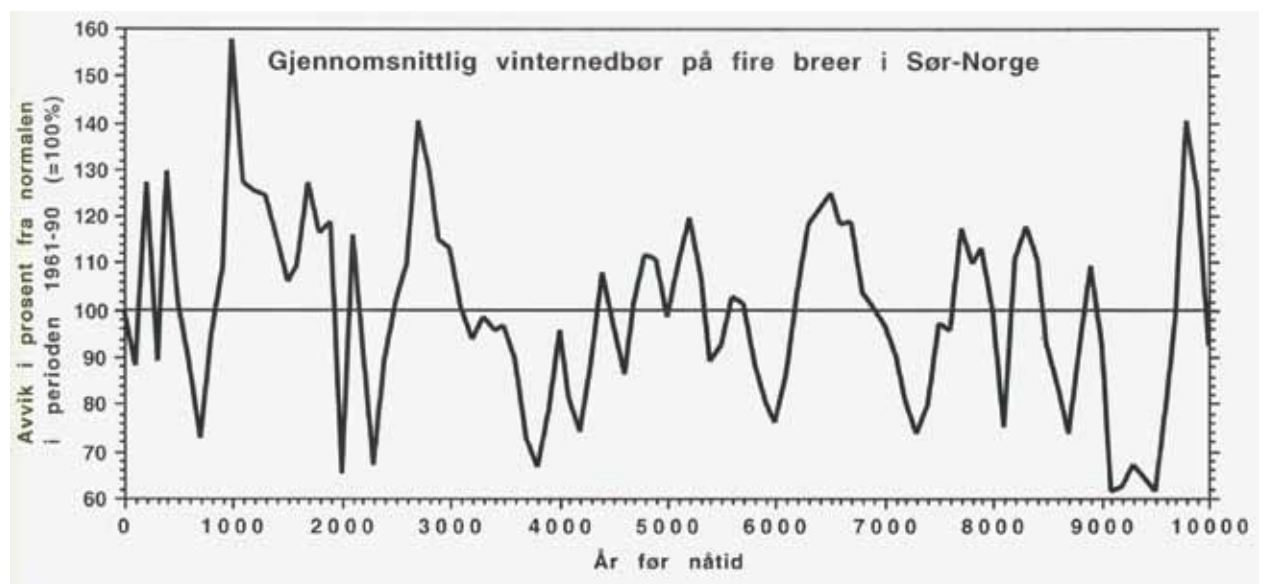
Breer varierer på grunn av endringer i vinternedbør og sommertemperatur. Hvis man benytter uavhengige rekonstruksjoner av variasjoner i sommertemperatur, for eksempel fra biologiske data, kan man beregne hvor stor del av brevariasjonene som skyldes vinternedbør. Det har blitt gjort for flere breer i Norge.

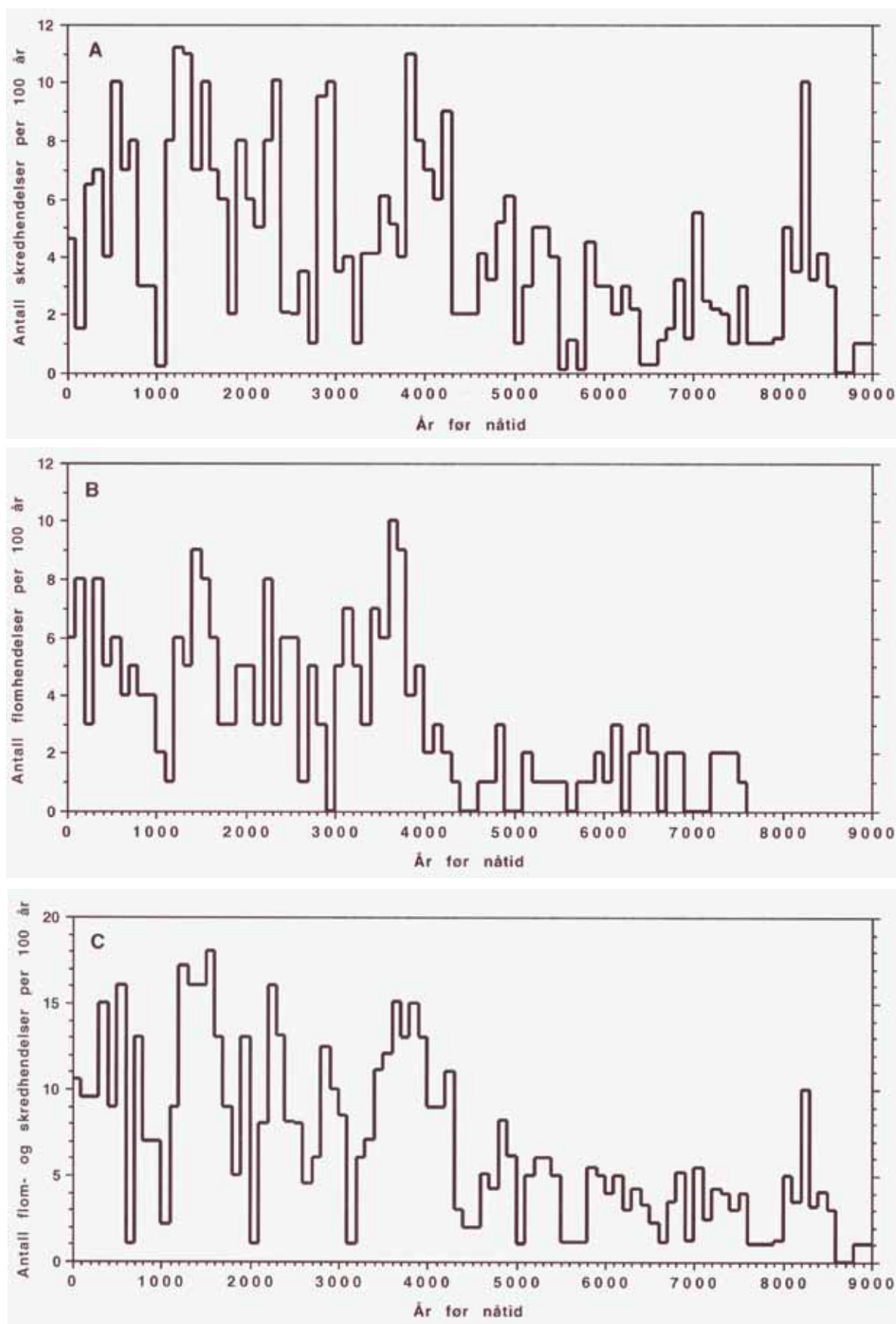
Figur 3.5.4 viser variasjoner i gjennomsnittlig vinternedbør (i prosent av gjennomsnittlig vinternedbør i normalperioden 1961–90) på fire breer i Sør-Norge (Folgefonna, Jostedalsbreen, Spørteggbreen (øst for Jostedalen) og Bjørnbreen (i Jotunheimen)). Rekonstruksjonen viser at perioder med størst vinternedbør var for ca. 9800, 8300, 7700, 6500, 5200, 2700, 1000, 400 og 200 år siden. Perioder med lite vinternedbør var for rundt 8500–8100, 8700, 8100, 7300, 6000, 3800, 2300, 2000 og for 700 år siden (Bjune m.fl., 2004).

3.5.6 Ekstreme værhendelser

Ekstreme værhendelser i fortiden kan rekonstrueres ut fra undersøkelser av innsjøsedimenter og snitt (skjæringer) i skredavsetninger på land. Figur 3.5.5a viser rekonstruksjoner av antall jordskredhendelser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på data fra Leirdalen i Jotunheimen (Matthews m.fl., innsendt), jordskredhendelser andre steder i Øst- og Vest-Norge (Blikra og Nesje, 1997; Sletten m.fl., 2003; Sletten og Blikra, 2007), snøskredhendelser i Møre og Romsdal (Blikra og Selvik, 1998; Blikra og Sletten, 2002) og snøskredaktivitet i Vanndalsvatnet i Jostedalen (Nesje m.fl., 2007).

Figur 3.5.5b viser rekonstruerte elveflommer i øvre del av Glommas nedslagsfelt (Bøe





Figur 3.5.5

(A) Rekonstruksjoner av antall snø- og jordskredhendelser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på data fra Leirdalen i Jotunheimen (Matthews m.fl., innsendt), jordskredhendelser andre steder i Øst- og Vest-Norge, sammenstilt av Blikra og Nesje, 1997; Sletten m.fl., 2003; Sletten og Blikra, 2007), snøskredhendelser i Møre og Romsdal (Blikra og Selvik, 1998; Blikra og Sletten, 2002), snøskredaktivitet i Vannalsvatnet i Jostedal (Nesje m.fl., 2007).

(B) Elveflommer i øvre del av Glommas nedslagsfelt (Bøe m.fl., 2006) og elveflommer rekonstruert i tre innsjøer (Nesje m.fl., 2001; Sletten og Blikra, 2007; Støren m.fl., 2008).

(C) Antall snø-/jordskred- og flomhendelser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på (A) og (B).

m.fl., 2006) og elveflommer rekonstruert i tre innsjøer (Nesje m.fl., 2001; Sletten og Blikra, 2007; Støren m.fl., 2008). Figur 3.5.5c viser det totale antallet snø-/jordskred- og flomhendelser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på figur 3.5.5a og 3.5.5b.

Figuren over antall skredhendelser (jord- og snøskred) per hundreår viser en generelt lavere aktivitet i første del av perioden etter siste istid, da sommertemperaturene generelt var høyere enn i dag. Skredaktiviteten var imidlertid relativt stor for 8300–8200, 7100–7000, 4300–3700, 3000–2800, 2400–2200, 1600–1500, 1400–1200, 800–500 og for 400–200 år siden. Den siste perioden sammenfaller med «den lille istiden». Figuren over antall elveflommer per hundreår viser en markert høyere flomaktivitet etter 4000 år før nåtid, med markerte topper for 3800–3600, 2300–2200, 1600–1400, 400–300 og 200–100 år siden. Figuren over den samlede aktiviteten av jord-/snøskred og elveflommer viser en klart mindre aktivitet de første tusenårene etter siste istid, med en markert økning for rundt 4000 år siden. Ut fra figuren var den høyeste aktiviteten fra rundt 1600 til 1200 år siden.

3.5.7 Havtemperatur og sjøis

Rekonstruksjon av temperatur- og endringer i overflatelaget i Nord-Atlanteren og de nordiske hav i perioden etter siste istid har blitt gjort med en rekke ulike metoder (proksy) og på grunnlag av ulike organismer som lever i havet (for eksempel foraminiferer, radiolarer, diatoméer og coccolitter). I en sedimentkjerne fra Vøringplataet er det gjort en rekke analyser

som kaster lys over temperaturutviklingen i havvannet utenfor norskekysten siden slutten av siste istid (figur 3.5.6) (Andersson m.fl., 2003; Risebrobakken m.fl., 2003).

Temperaturutviklingen i de forskjellige proksiene er ganske forskjellig, både med hensyn til amplitude og trender (for detaljer, se referanser i Jansen m.fl., 2008). Proksiene grupperer seg i to kategorier; de som viser et distinkt temperaturmaksimum i første del av etteristiden [diatoméer og alkenoner, (A) og (B)] og rekonstruksjoner basert på foraminiferer (C og D) og radiolarer (ikke vist), som ikke viser et temperaturoptimum i første halvdel av etteristiden. Proksiene basert på foraminiferer viser heller en motsatt trend, med en oppvarming mot slutten av etteristiden og

Figur 3.5.6

Temperaturkurver fra kjerne MD95-2011 fra Vøringplataet:

Basert på

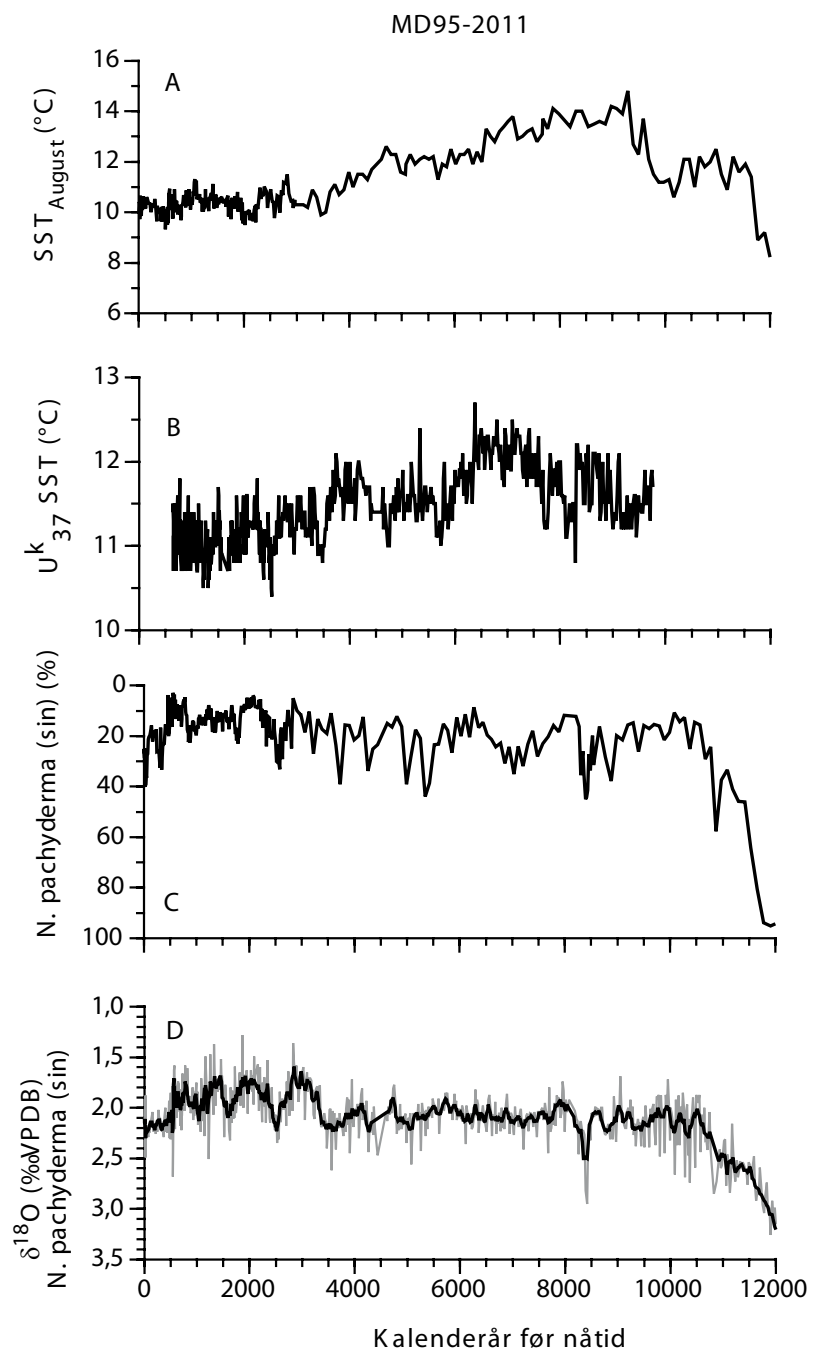
(A) diatoméer

(B) alkenoner

(C) prosentandelen av foraminiferarten *N. pachyderma* (sin), og (D) oksygenisotoper i foraminiferarten *N. pachyderma* sin.

Modifisert etter Jansen m.fl.

(2008).



større temperaturvariasjoner på hundre- og tusenårsskala etter ca. 4000 år før nåtid.

Man har tolket resultatene fra diatoméene og alkenonene til å gjenspeile temperaturutviklingen i overflatelaget om sommeren (ligner på temperaturrekonstruksjoner fra lokalteter på fastlandet), mens rekonstruksjonene fra foraminiferene gjenspeiler temperaturutviklingen gjennom hele året (inkludert vinteren) i de dypere vannmassene.

Basert på radiokarbondateringer av blåskjell og O-skjell i hevede marine avsetninger i kystområdene rundt Svalbard (Salvigsen m.fl., 1992; Hjort m.fl., 1995; Salvigsen, 2002) går det tydelig fram at sjøtemperaturene i overflaten om sommeren må ha vært en god del varmere enn i dag rundt Svalbard mellom 11 000 og 4000 år før nåtid. Dette understøttes av en rekonstruksjon av variasjoner drivisutbredelsen (basert på mengden kvarts i havbunnssedimenter) nord for Island (Andrews m.fl., 2009).

Historiske data tyder på at det var mest sjøis rundt Island i årene 968, 1048, 1309, 1331, 1364, 1467, 1474, 1494, 1638, 1688, 1776 og på midten av 1800-tallet (Ogilvie, 1992; Ogilvie og Jónsson, 2001), noe som er understøttet av indirekte (proksi) data for sjøisutbredelse (Massé m.fl., 2008).

3.5.8 Årsaker til klimaendringer etter siste istid

For å kunne skille mellom de menneskeskapte klimaendringene og de naturlige klimavaria-

sjonene må vi vite hvordan klimaet har endret seg før den industrielle revolusjonen. Variasjoner i solinnstrålingen, som følger av små variasjoner i jordas bane rundt sola, har ikke endret seg de siste hundreårene, og de kan derfor ikke forklare oppvarmingen som har funnet sted siden 1900-tallet.

I følge FNs klimapanel sin rapport i 2007 kan ikke temperaturendringene de siste femti årene forklares bare ut fra naturlige variasjoner. Det er først når en legger til effekten fra klimagassene at klimamodellene stemmer overens med faktiske observasjoner. På tilsvarende måte vil framtidige klimaendringer være en kombinasjon av naturlig klimavariabilitet og menneskelig påvirkning fra fossilt brensel og arealbruk.

Sommertemperaturmaksimumet observert både på land og i overflatelaget i havet er i tråd med det astronomiske klimapådrivet. I første del av etteristiden var jorda nærmest sola om sommeren, og ikke om vinteren som i dag. Dette førte til at de nordlige breddegradene fikk opp til 10–12 prosent mer solinnstråling om sommeren enn i dag. I denne perioden var sommertemperaturen i Skandinavia omtrent 2 grader høyere enn i dag. I tillegg spiller ulike værtyper, som for eksempel den nordatlantiske oscillasjonen og klimapådriv (vulkanutbrudd og solaktivitet), en betydelig rolle med hensyn til mer kortvarige klimaendringer.

4. Klimautvikling i nær fortid og nær framtid (1980–2030)

Sammendrag

Perioden 1961–90 er en internasjonalt vedtatt referanseperiode, som blir brukt til beregning av dimensjonerende verdier for planleggingsformål, og som kan bli brukt for slike beregninger helt fram til 2021. Det har imidlertid vært betydelige endringer når man sammenlikner denne perioden med en ny trettiårsperiode 1979–2008:

Årsmiddeltemperaturen for fastlands-Norge har økt med 0,5 til 0,6 °C i alle landets regioner. Økningen har vært størst om vinteren og minst om sommeren og høsten.

Årsnedbøren har i gjennomsnitt økt med 5 %. Den har særlig økt om vinteren (17 %), men også om våren (10 %). Høstnedbøren har avtatt med 3 %.

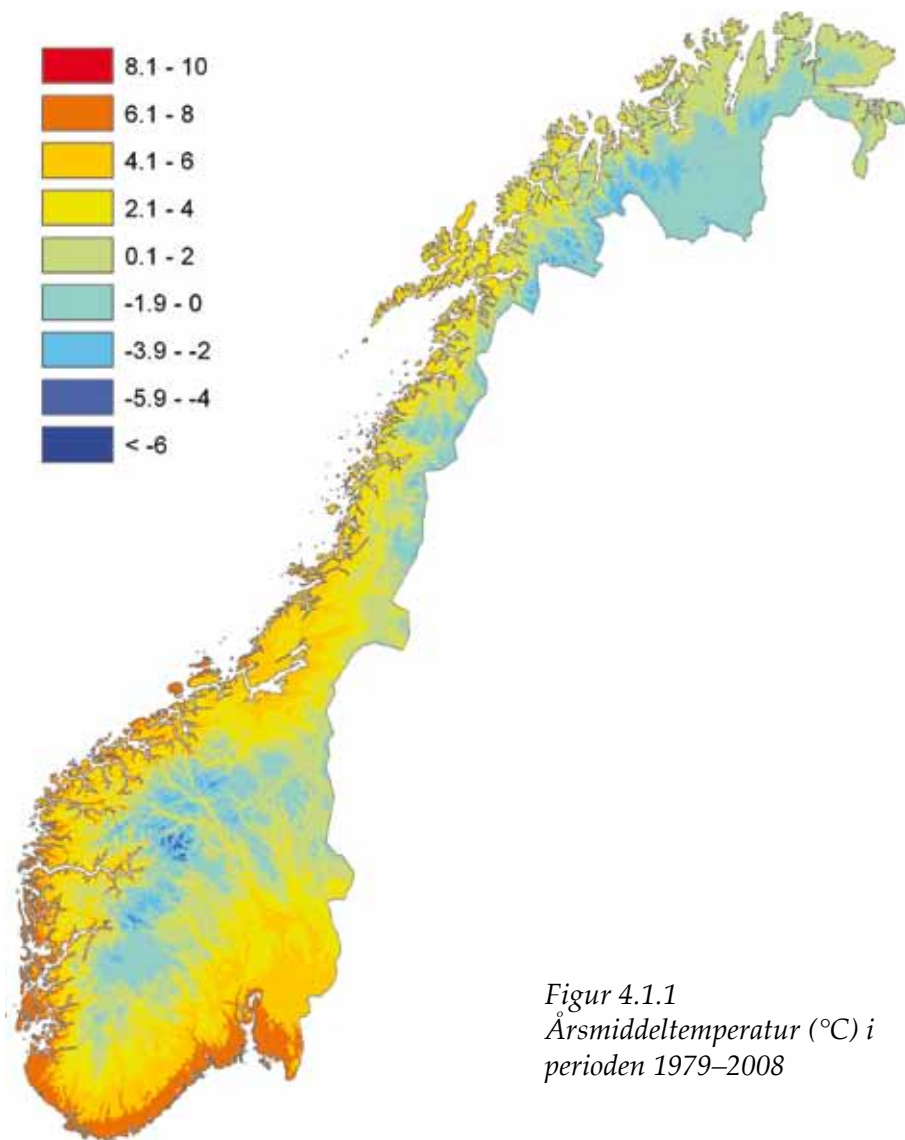
Årsavrenningen for Norge anslås å ha økt med 2,5 %. For vinteren er økningen i

gjennomsnitt på 23 %, med store regionale variasjoner. Om sommeren er det i gjennomsnitt en liten reduksjon, mens avrenningen i breelver har økt noe sommer og/eller høst.

Det er sannsynlig at endringer fra perioden 1961–90 til perioden 1979–2008 i betydelig grad er forårsaket av naturlig klimavariabilitet, men at også menneskelig aktivitet har bidratt til disse endringene. Det er ventet at menneskeskapte endringer i klimaet vil komme stadig sterkere til uttrykk i klimavariabler kommende år. Det kan derfor anbefales at man framfor å bruke data for perioden 1961–90 for planleggingsformål de kommende tiårene isteden bruker data for perioden 1979–2008, og i tillegg vurderer de signaler man ser i klimaframskrivninger.

4.1 Lufttemperatur 1979–2008

Figur 4.1.1 viser årsmiddeltemperatur for perioden 1979–2008. En sammenligning med tilsvarende kart (figur 2.2.1) for perioden 1961–90 viser at årstemperaturen har økt over hele landet (se også figur 3.1.2). Økningen er størst på Østlandet, der årsmiddeltemperaturen for den siste 30-årsperioden er mer enn 0,6 °C høyere enn i gjeldende normalperiode. I samtlige regioner (tabell 4.1.1) er det vintertemperaturen som har økt mest. For fastlands-Norge er midlere vintertemperatur ca. 1 °C høyere enn i perioden 1961–90. Minst økning (0,3–0,4 °C) har det vært sommer og høst. Kart for midlere årstidstemperatur for perioden 1979–2008 vil bli tilgjengelige over internett (www.klimatilpasning.no).



Figur 4.1.1
Årsmiddeltemperatur (°C) i
perioden 1979–2008

Tabell 4.1.1

Endring av temperatur (°C) fra 1961–90 til 1979–2008. Kart over regionene, se figur 3.1.3.

* «Svalbard» er en sammensatt serie (1912–2008) for Longyearbyen/Svalbard lufthavn

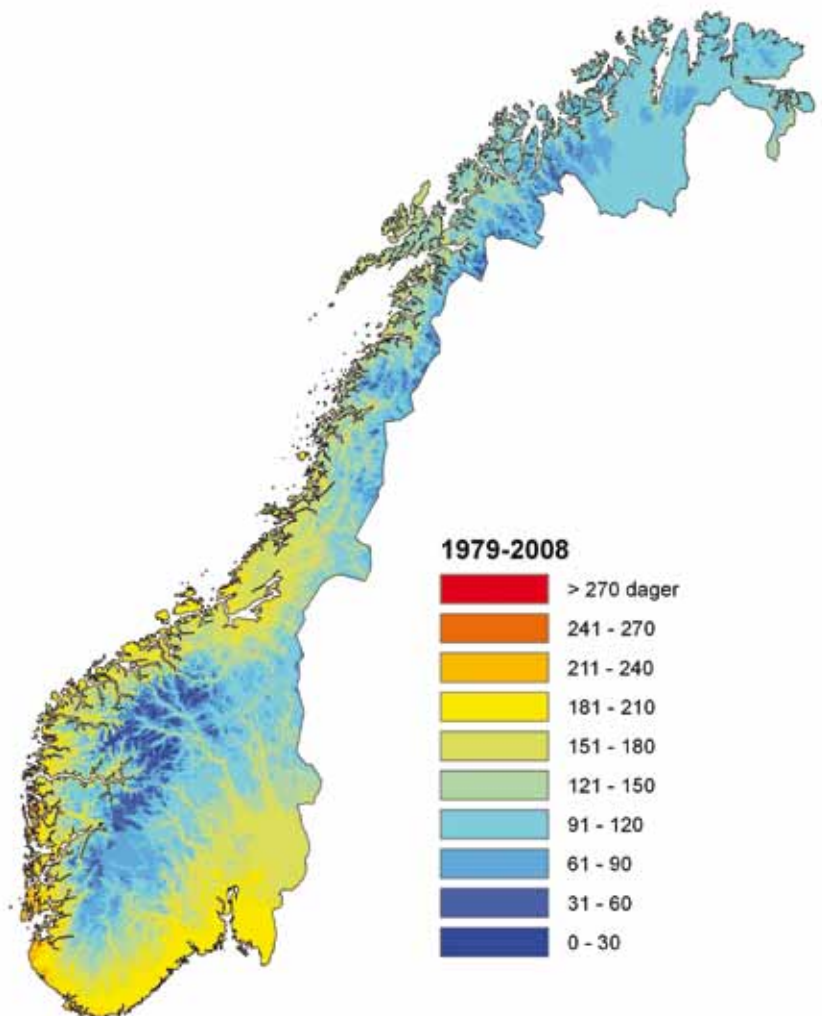
Region	1	2	3	4	5	6	Norge	Svalbard*
År	0,63	0,47	0,55	0,51	0,57	0,53	0,57	1,35
Vinter	1,34	0,91	1,06	0,96	1,13	0,93	0,98	1,91
Vår	0,63	0,41	0,39	0,42	0,68	0,65	0,53	1,86
Sommer	0,34	0,37	0,44	0,39	0,30	0,26	0,37	0,66
Høst	0,35	0,30	0,39	0,29	0,22	0,32	0,33	0,97

4.2 Vekstsesong 1979–2008

Midlere vekstsesong – basert på antall døgn med middeltemperatur over 5 °C (se nærmere definisjon i kapittel 2.2.2) for perioden 1979–2008 – er vist i figur 4.2.1. Sammenlignet med perioden 1961–90 (figur 2.2.4) tyder figuren på at den temperaturbestemte vekstsesongen har blitt lenger (1–2 uker) over størsteparten av landet. Også i perioden 1979–2008 er vekstsesongen lengst ytterst langs kysten av Vestlandet, og maksimalverdien for vekstsesong i dette området har økt fra 225 døgn i 1961–90-perioden til 238 døgn.

Endringer i lengen av vekstsesongen i Norge i perioden 1982–2006 er også analysert ved bruk av vegetasjonsindeks basert på tolkning av satellittbilder (Karlsen m.fl., 2006). Trendanalyser basert på denne vegetasjonsindeksen (Karlsen m.fl., 2006, 2007 og 2009) viser for hele Sør-Norge og størstedelen av kysten av Nord-Norge en forlenget vekstsesong på opp til tre uker mot slutten av perioden 1982–2006 sammenlignet med starten av samme periode.

Avvik her er deler av Østlandet og Møre, som viser en forlenget vekstsesong på over tre uker. Den satellittbaserte vegetasjonsindeksen viste tendens til stabil lengde på vekstsesongen i indre Finnmark og deler av Troms, mens den for Vesterålen, indre deler av Senja/Midt-Troms og Kautokeino vestfjell viste forkortet vekstsesong i perioden 1982–2006.



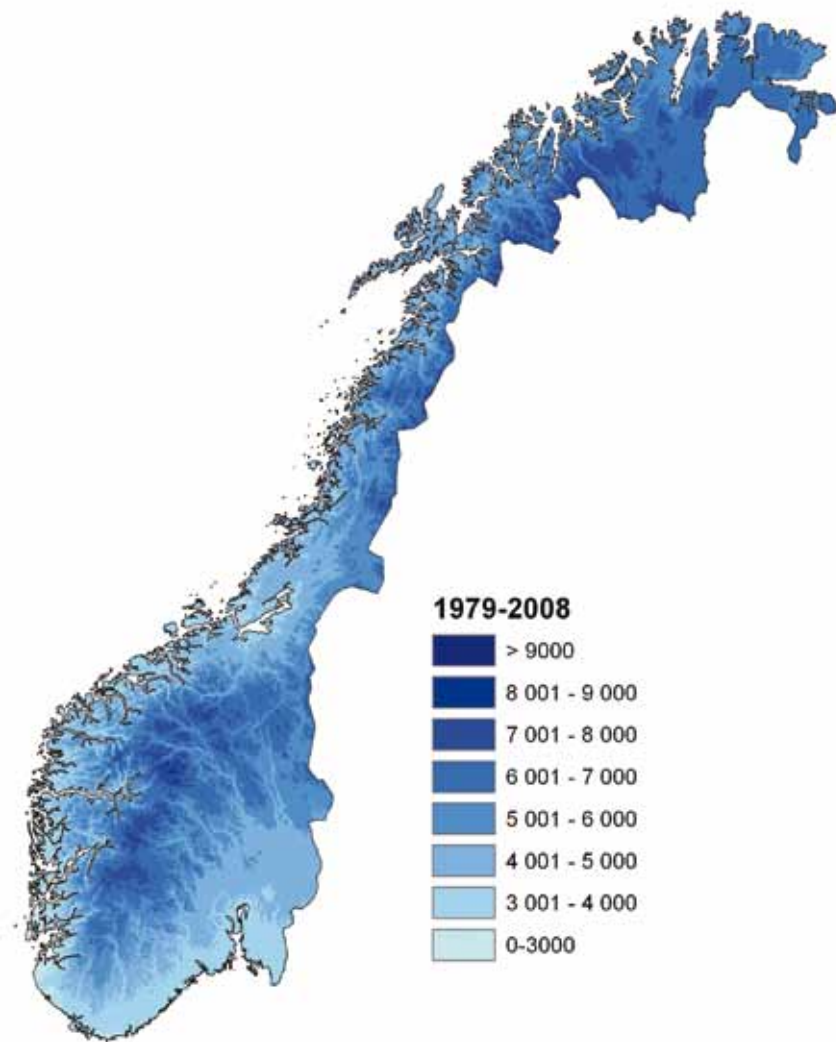
Figur 4.2.1
Lengde (dager) av vekstsesong i perioden 1979–2008

Forskjellene mellom endringene i de temperatur- og satellittbaserte indekser for vekstsesong kan for en stor grad skyldes at de er basert på ulike tidsintervall, samt at de er beregnet på grunnlag av hhv. forskjeller mellom to 30-års perioder og trendanalyse.

4.3 Fyringsgraddager 1979–2008

Gjennomsnittlig fyringsgrad-dagsum (se definisjon i kapittel 2.2.3) for perioden 1979–2008 er vist i figur 4.3.1. En sammenligning med tilsvarende figur for perioden 1961–90 (figur 2.2.5) indikerer at energibehovet for oppvarming av boliger har avtatt over hele landet.

Størst reduksjon i grad-dagssum (mer enn 300) er det over store deler av Østlandet, i indre strøk av Trøndelag og Nordland og i store deler av Finnmark. Minst reduksjon (100–150) er det i ytre kyststrøk på Vestlandet og Trøndelag.

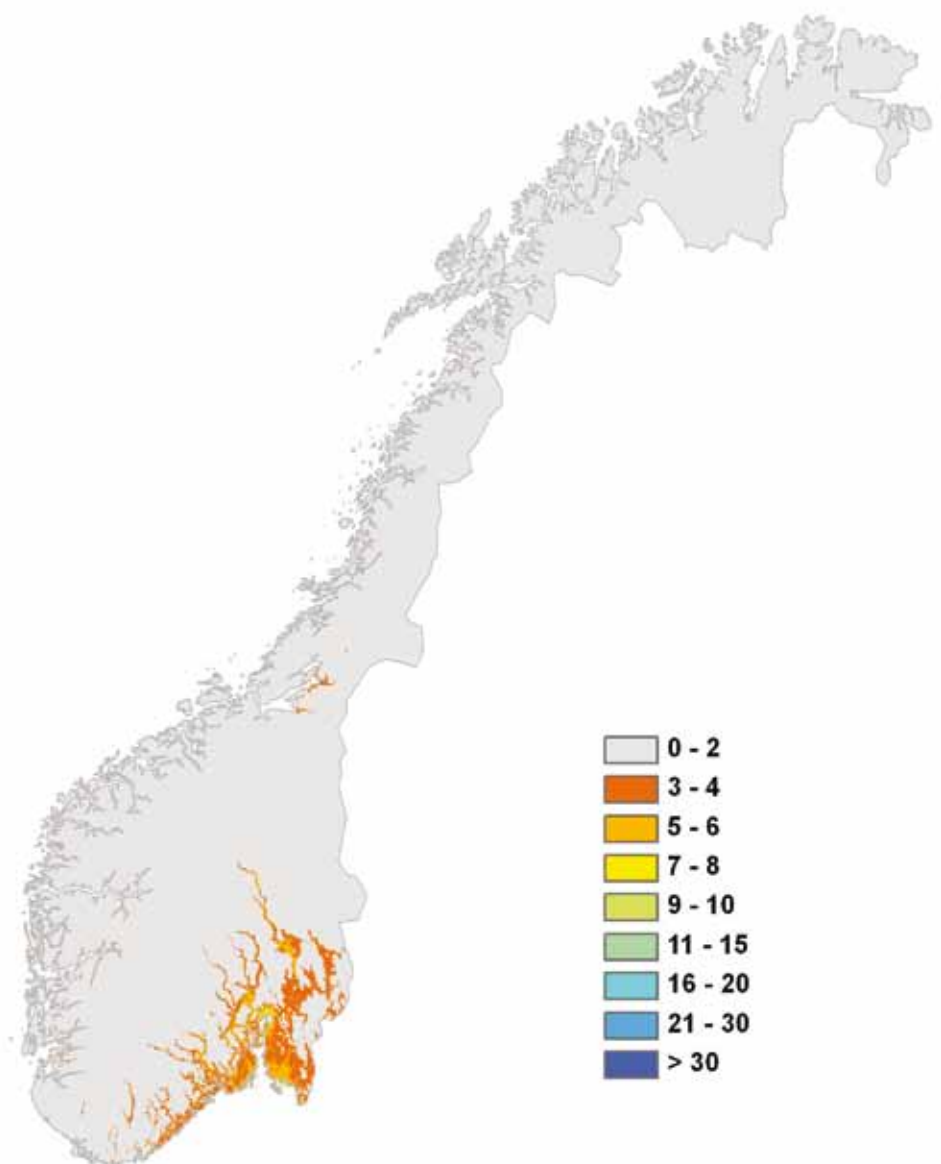


Figur 4.3.1
Fyringsgraddagsum i perioden 1979–2008

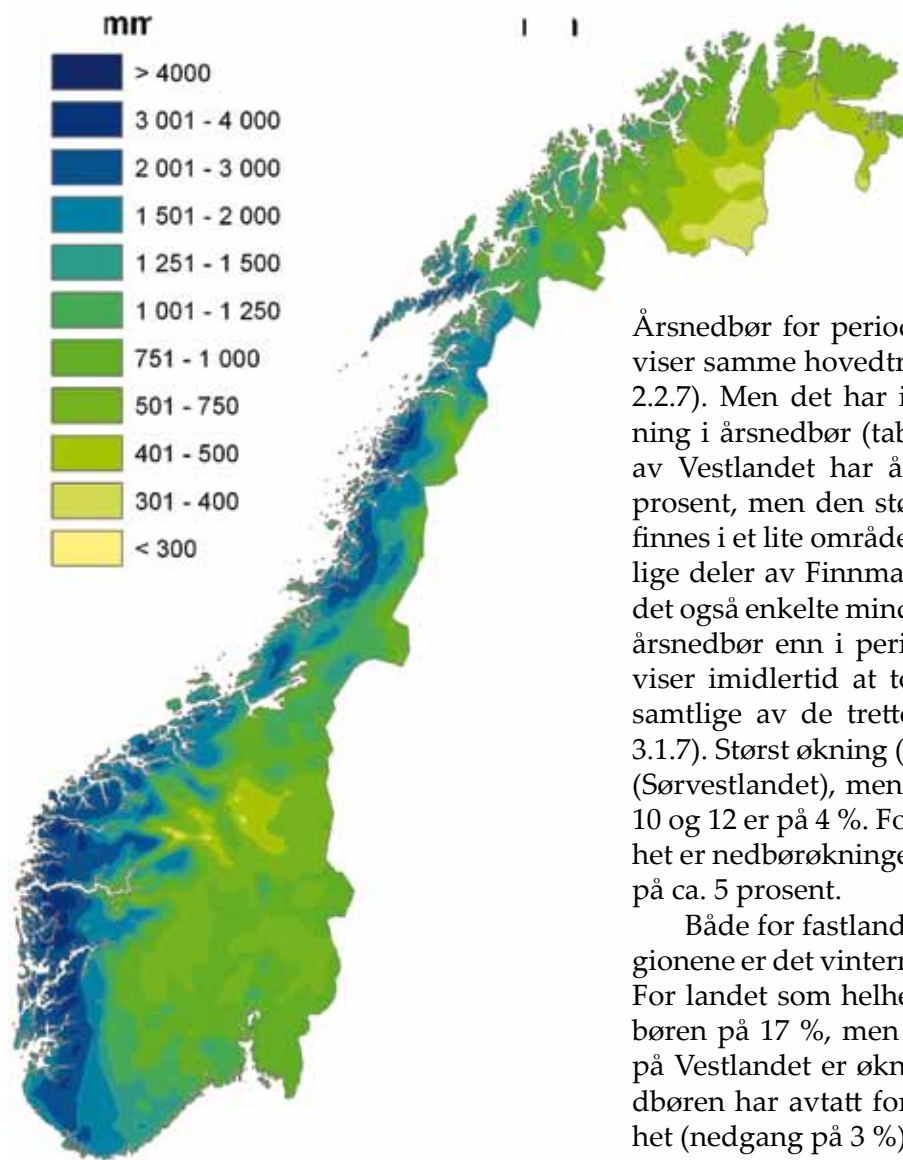
4.4 Varme døgn 1979–2008

Figur 4.4.1 viser at området med minst to dager i året med døgnmiddeltemperatur høyere enn 20 °C har økt betydelig fra perioden 1961–90 (figur 2.2.6). Området er blitt større på Østlandet, og det omfatter nå også store deler av sørlandskysten, samt mindre områder i indre fjordstrøk i Rogaland og Hordaland og indre deler av Trondheimsfjorden. Størst antall varme døgn finnes fortsatt innerst i Oslofjorden.

Figur 4.4.1
Midlere antall døgn med middeltemperatur over 20 °C i perioden 1979–2008



4.5 Års- og årstidsnedbør 1979–2008



Figur 4.5.1
Midlere årsnedbør (mm)
i perioden 1979–2008

Årsnedbør for perioden 1979–2008 (figur 4.5.1) viser samme hovedtrekk som for 1961–90 (figur 2.2.7). Men det har i alle regioner vært en økning i årsnedbør (tabell 4.5.1). Over store deler av Vestlandet har årsnedbøren økt med 5–10 prosent, men den største prosentvise økningen finnes i et lite område i indre Troms og i sørvestlige deler av Finnmarksvidda. I Nord-Norge er det også enkelte mindre områder som har lavere årsnedbør enn i perioden 1961–90. Tabell 4.5.1 viser imidlertid at total årsnedbør har økt for samtlige av de tretten nedbørregionene (figur 3.1.7). Størst økning (8 %) har det vært i region 4 (Sørvestlandet), mens økningen i region 1, 2, 9, 10 og 12 er på 4 %. For fastlands-Norge som helhet er nedbørøkningen fra 1961–90 til 1979–2008 på ca. 5 prosent.

Både for fastlands-Norge og for de fleste regionene er det vinternedbøren som har økt mest. For landet som helhet er økningen i vinternedbøren på 17 %, men i de nedbørrike regionene på Vestlandet er økningen på ca 25 %. Høstnedbøren har avtatt for fastlands-Norge som helhet (nedgang på 3 %) og i alle regionene unntatt

Tabell 4.5.1

Forholdstall for års- og årstidsnedbør mellom periodene 1979–2008 og 1961–90. Regionkart, se figur 3.1.7. N = Norge; S = Svalbard basert på en sammensatt serie (1912–2008) fra Longyearbyen/Svalbard lufthavn

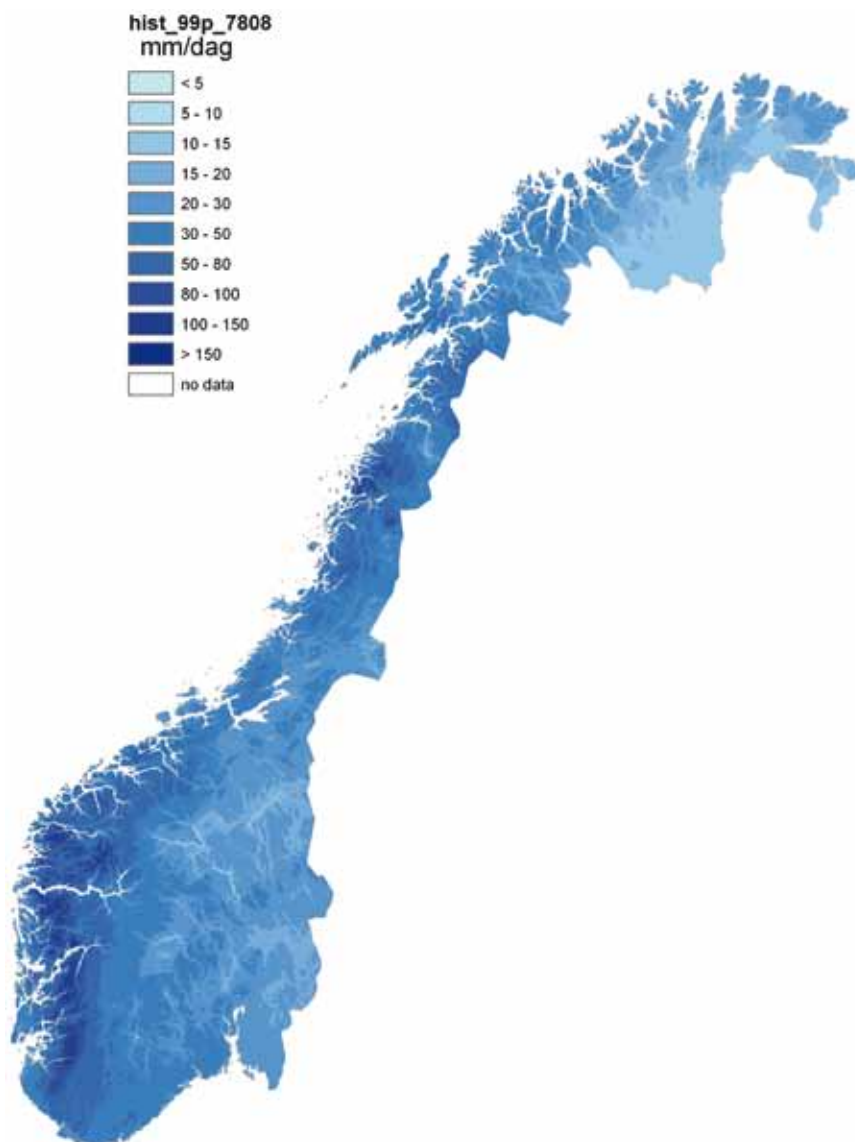
Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	N	S
År	1,04	1,04	1,05	1,08	1,07	1,06	1,05	1,06	1,04	1,04	1,05	1,07	1,04	1,05	1,00
Vinter	1,19	1,08	1,11	1,25	1,25	1,23	1,09	1,16	1,12	1,15	1,15	1,18	1,05	1,17	0,96
Vår	1,05	1,09	1,08	1,09	1,09	1,14	1,09	1,08	1,02	1,08	1,09	1,15	1,07	1,10	0,90
Sommer	1,02	1,05	1,06	1,01	1,00	0,99	1,06	1,07	1,11	1,04	0,98	1,01	1,05	1,02	0,97
Høst	0,97	0,98	0,98	0,99	0,95	0,93	0,98	0,96	0,95	0,95	0,99	1,03	1,02	0,97	1,12

de to nordligste. Nedbøren om våren har økt i samtlige regioner. For landet som helhet er økningen på 10 prosent. Kart for midlere årstidsnedbør for perioden 1979–2008 vil bli tilgjengelige over internett (www.klimatilpasning.no).

For den sammensatte serien fra Longyearbyen/Svalbard lufthavn er det ingen endring i målt årsnedbør mellom de to periodene. Der har nedbøren avtatt vinter, vår og sommer, men økt om høsten (tabell 4.5.1).

4.6 Ettdøgns nedbør 1979–2008

Figur 4.6.1 viser ettdøgns nedbørverdi som i perioden 1979–2008 ble overskredet i 1 % av tilfellene. Sammenlignet med kartet for normalperioden 1961–90 (figur 2.2.10) er det forholdsvis små endringer. I enkelte mindre områder i Hordaland, Trøndelag, Nordland og Finnmark er nivået lavere enn i perioden 1961–90, mens det for størsteparten av landet er en tendens til svak økning. Dimensjonerende nedbørverdier for flomberegninger er ofte basert på normalperioden 1961–90, og Alfnes og Førland (2006) fant at nivået i perioden 1975–2004 på Sørvestlandet var mer enn 5 prosent høyere enn i normalperioden. For resten av landet var det bare små endringer i dimensjonerende nedbørverdi.



Figur 4.6.1

Verdi på ettdøgns nedbør (mm) som ble overskredet i 1 % av tilfellene i perioden 1979–2008

4.7 Hydrologiske forhold 1979–2008

Observerte data fra vel femti stasjoner viser at årsavrenningen for Norge sett under ett har økt med 2,5 prosent for perioden 1979–2008 i forhold til normalperioden (1961–90). Størst økning har det vært i breelver fra Jostedalsbreen (10 %). I lavlandet på Østlandet, på Vestlandet og i Troms er økningen på vel 5 prosent. På Fosenhalvøya og i Nordland har årsavrenningen avtatt ubetydelig. Disse endringene er relativt små sammenliknet med de variasjonene man kan ha fra et år til et annet.

For vinteren derimot er økningen på hele 23 prosent, men med betydelig variasjon fra region til region. Størst økning er det på Østlandet med 51 prosent i lavlandet og 35 prosent i fjellet. Økningen er også på vel 30 prosent i Troms. Økningen er minst i Finnmark (1 %) og i Midt-Norge (8 %). For våren er økningen på i underkant av 6 prosent for hele landet. Økningen er størst i Troms (16 %) og i breelvene (15 %). På Fosen har avrenningen avtatt med 4 prosent om våren, ellers er det små endringer.

Sommeren og høsten har hatt en reduksjon i avrenningen på ca 1 prosent. Østlandet, Sørlandet, Fosen og Nordland er blitt tørrere om sommeren. På Sørlandet har sommeravrenningen avtatt 13 prosent. I breelvene og i Midt-Norge har avrenningen økt med hhv. 8 og 6 prosent. Om høsten har avrenningen i breelvene og i Troms økt med 10 prosent, mens den har avtatt fra Vestlandet til Nordland.

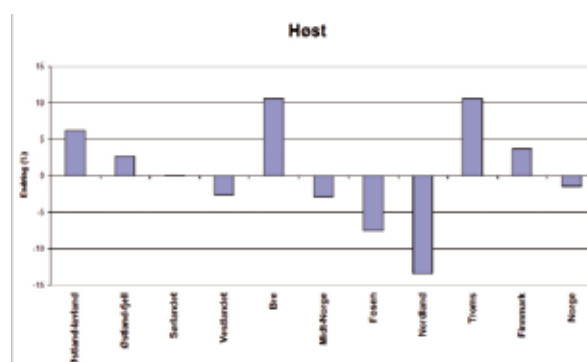
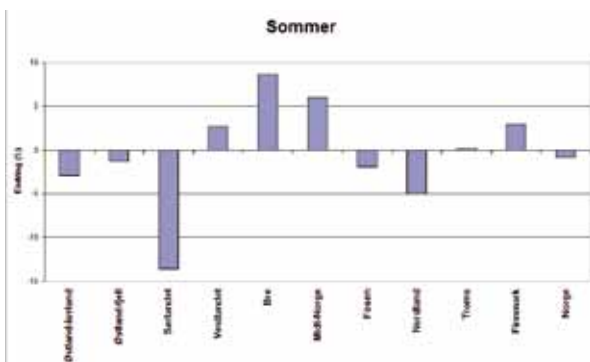
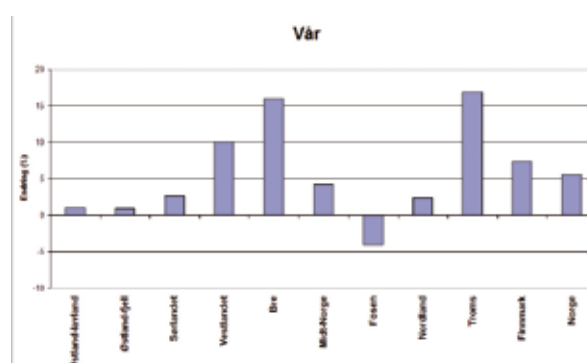
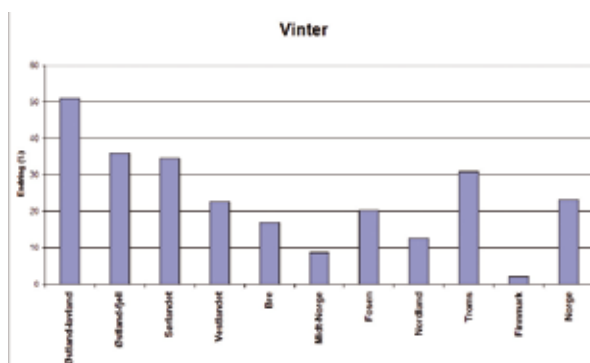
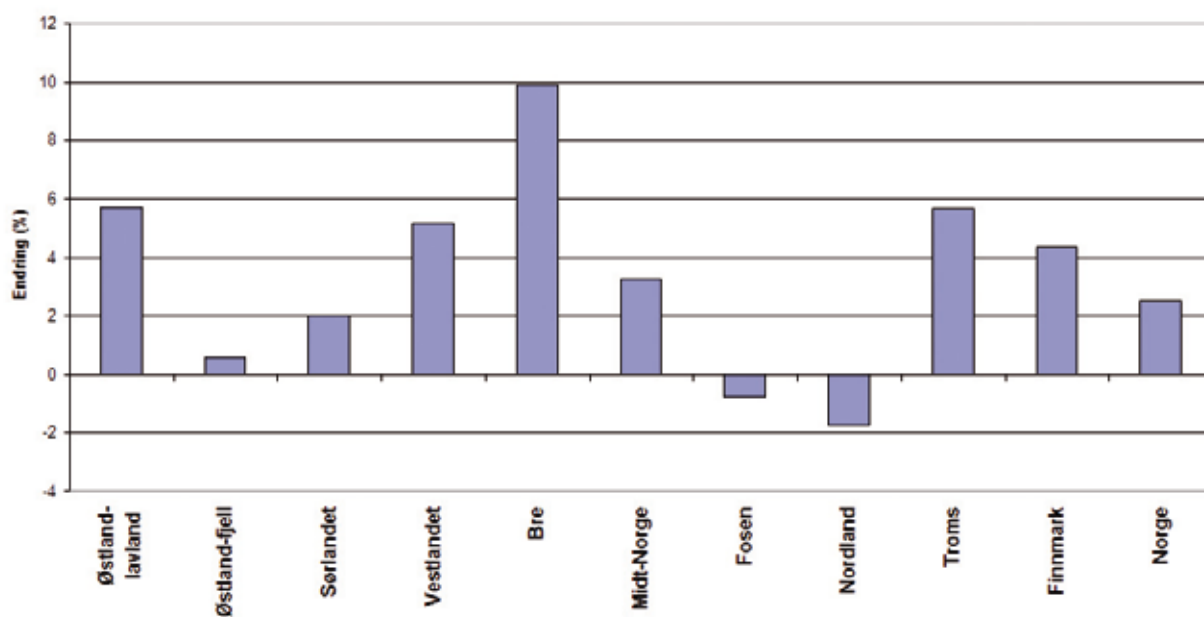
Figur 4.7.1 viser gjennomsnittlig prosentvis endring i avrenningen for året og de fire

årstidene. En forutsetning for valg av stasjoner i hver region er at det er dataserier med dekning i hele perioden fra 1961–2008, og at seriene ikke er påvirket av regulering. (For et par serier er normalverdien beregnet på serier som starter i 1962.) Dette gjør at endringene i noen regioner bygger på svært få stasjoner. Det er også lokale forskjeller i endringene av sesongverdiene i de ulike regionene. På Vestlandet er det avvik mellom stasjoner ytterst på kysten og i de indre fjordbunnene. På Østlandet fører flomdempning i store innsjøer til forskjeller under vårflommen.

Den klareste endringen som er påvist, er økningen i vinteravrenningen på Østlandet. At økningen er større i lavlandet enn i fjellet, viser at det må ha vært flere mildværsperioder med smelting kombinert med regnvær enn i normalperioden.

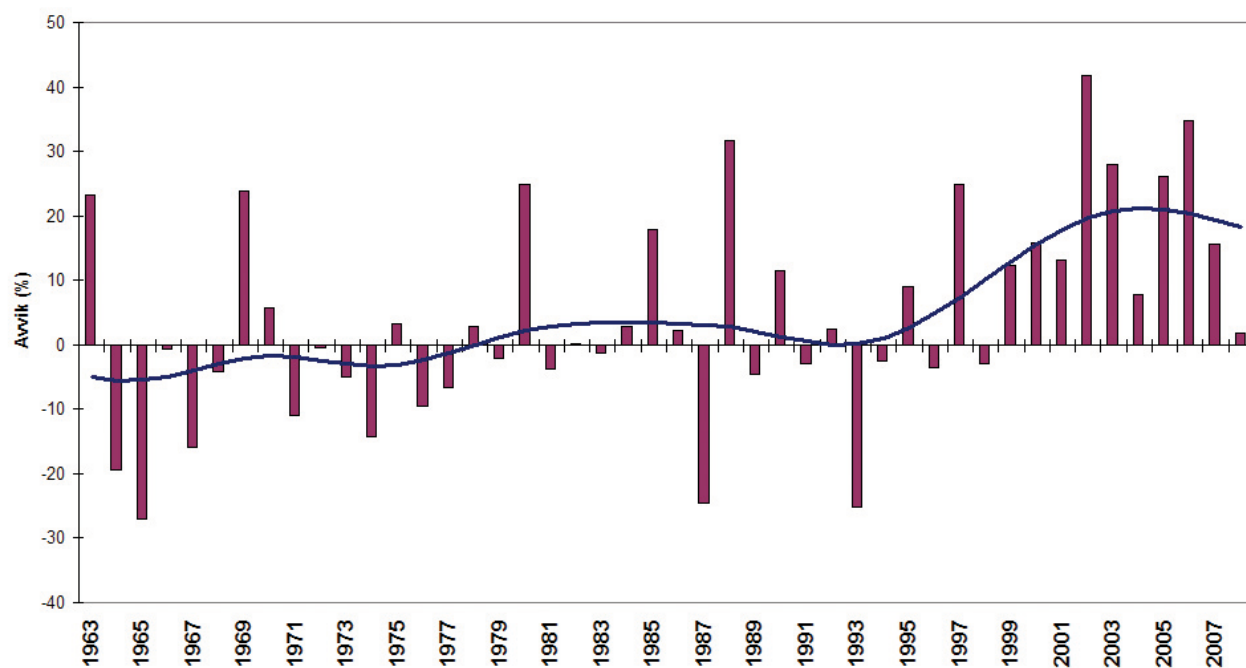
Den mest konsistente økningen er likevel påvist i brevassdragene. Der øker avrenningen i alle sesonger. Figur 4.7.2 viser årlig avvik fra middelavrenningen og avrenningen i de fire årstidene for Nigardsjøen. I dette nedbørfeltet er 74,9 % av arealet dekket av bre. Figur 4.7.3 viser kumulativ endring i massebalansen på breer i Sør-Norge (Kjøllmoen, 2009). Mens breer i Jotunheimen har minnet betydelig, har de vestlige, mer maritime breene økt siden 1988. Økning i breavrenningen fra 1993 for sommer og høst må skyldes økt bresmelting kombinert med mer nedbør som regn i den brefrie delen av feltet.

Årsverdier

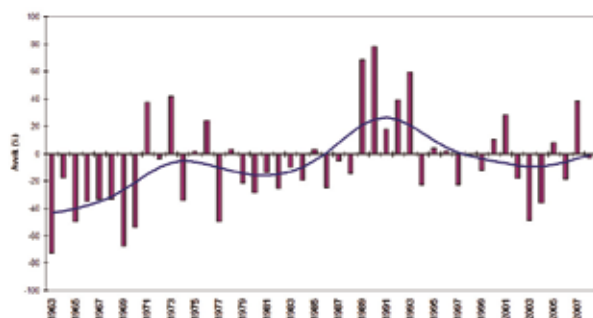


Figur 4.7.1
Endring (%) i årsmidler og sesongmidler for avrenning fra perioden 1961–90 til 1979–2008

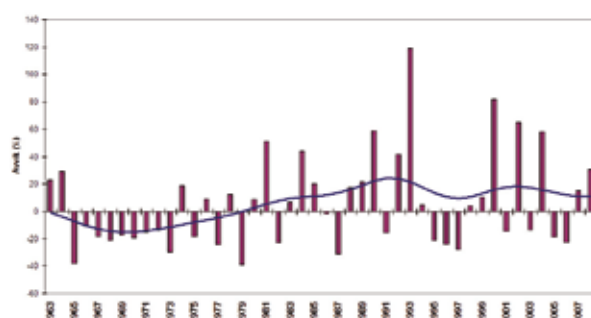
Nigardsjøen (år)



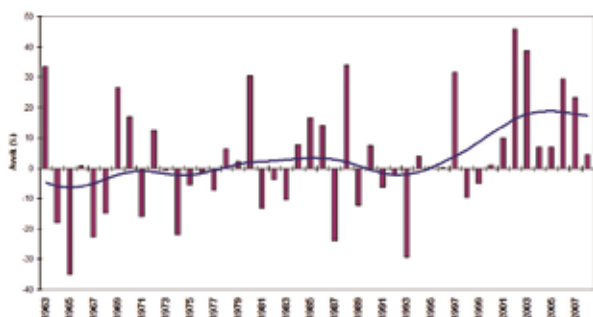
Vinter



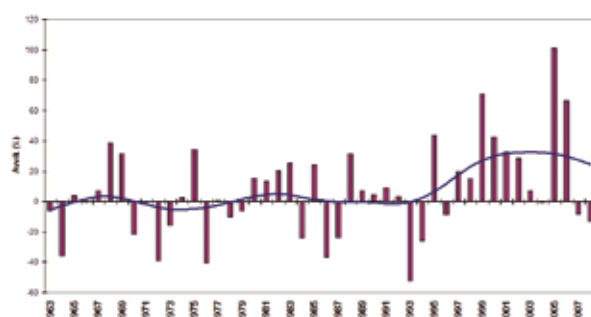
Vår



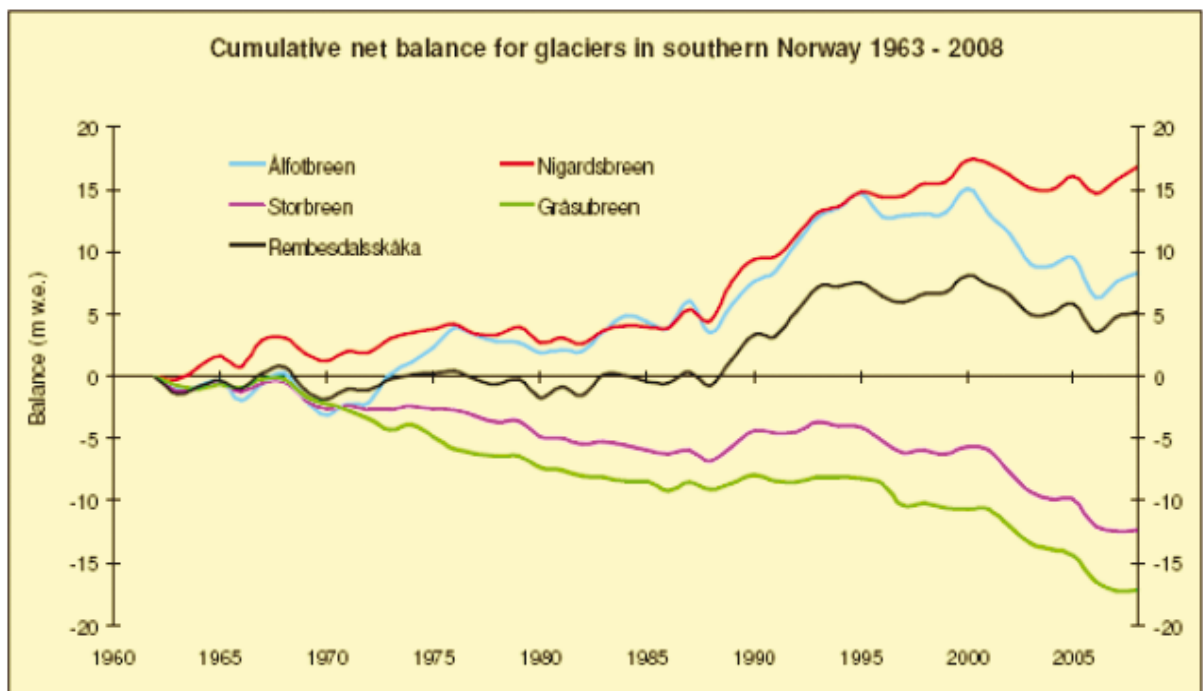
Sommer



Høst



Figur 4.7.2
Avviket fra normalperioden i års- og sesongavviken-
ning i Nigardsjøen 1963–2008



Figur 4.7.3
Kumulativ nettobalanse for breer i Sør-Norge
1963–2008 (Kjøllmoen, 2009).

4.8 Klimautvikling fram til 2030

Prosjeksjoner for klimautvikling fram til midt- og slutten av dette århundret er beskrevet i kapittel 5. Men det er i tillegg et stort behov for å vite hva som er forventet klimautvikling de nærmeste tiår.

Det er imidlertid ikke kurant å benytte dagens klimaprojeksjoner basert på scenarioer for endring i aerosoler og drivhusgasser som verktøy for å gi estimat av regionale klimændringer de neste dekadene. For dette tidsperspektivet vil – spesielt i våre områder – de naturlige klimavariasjonene for en stor grad dominere over «klimasignalet» som skyldes økt drivhuseffekt.

For å kunne gi et estimat for de neste 20–30 årene kan man derfor ta utgangspunkt i klimadata fra den siste 30-års perioden, dvs. 1979–2008 (se kapittel 4.1–4.7), og se på hvilke

endringer som har skjedd i Norge fra «normalperioden» 1961–90 og fram til denne perioden.

Endringene fra 1961–90 til 1979–2008 er nok i betydelig grad forårsaket av naturlig klimavariabilitet. Ferske analyser (Overland m.fl., 2008; Benestad og Hanssen-Bauer, 2009) antyder imidlertid at menneskeskapte klimændringer kan ha bidratt til disse endringene, og at de nylige endringene på ingen måte står i motsetning til det man kunne forvente som resultat av antropogene påvirkninger. Det kan derfor anbefales at man framfor å bruke data fra normalperioden 1961–90 for planleggingsformål for de kommende tiår, isteden bruker data for perioden 1979–2008 (kapittel 4) kombinert med projiserte data for perioden 2021–50 (kapittel 5).

5. Regionale klimaframskrivninger

Sammendrag

De regionale framskrivningene er basert på: 1) scenarioer for menneskeskapte utslipp av drivhusgasser og -partikler; 2) globale beregninger av klimasystemets respons på disse; og 3) metoder for å regionalisere disse beregningene med større geografisk detaljrikdom.

Manglende kjennskap til framtidige utslipp av klimagasser og -partikler, kombinert med mangler og forenklinger i klimamodellene, gjør klimaframskrivninger usikre. Usikkerhetene er større på lokal enn global skala. Modellering av den menneskeskapte påvirkningen av klimasystemet gir likevel indikasjoner på hva slags endringer vi risikerer å få i Norge i det 21. århundret. For temperatur og nedbør er det beregnet både en lav, en middels og en høy framskrivning. Utdrag av beregnede utviklingstrekk framgår under. Informasjon om usikkerhet og flere detaljer er beskrevet nærmere i kapittelet.

Lufttemperatur og vekstsesong

Det blir varmere i alle landsdeler og for alle årstider. Årsmiddeltemperaturen i Norge anslås å øke med 2,3 til 4,6 °C innen 2100. Beregningene gir størst temperaturøkning i vinterhalvåret, og minst om sommeren.

Årsmiddeltemperaturen anslås å øke mest i Finnmark, der beregningene gir en økning på 3,0 til 5,4 °C. På Vestlandet er tilsvarende tall 1,9 og 4,2 °C.

Vekstsesongen blir betydelig lengre. Det beregnes en økning på 1–2 måneder over store deler av landet, og på 2–3 måneder i en del områder, fram mot 2100.

Vind

Klimamodellene gir liten eller ingen endring i midlere vindforhold i dette århundret. Hyppigheten av høyere vindstyrker kan

øke, men grunnet systematiske svakheter i klimamodellene er det for tidlig å konkludere om dette.

Nedbør

Det blir mer nedbør i hele landet. I gjennomsnitt for Norge beregnes årsnedbøren å øke med 5 til 30 prosent mot slutten av århundret.

Vinternedbøren kan øke med over 40 prosent i deler av Øst-, Sør- og Vestlandet mot slutten av århundret. Sommernedbøren på Sør- og Østlandet anslås å avta mot slutten av århundret. For øvrig beregnes nedbøren å øke for alle årstider og i alle regioner. Den store naturlige variabiliteten kan likevel føre til at man lokalt kan oppleve perioder fra noen år til noen tiår med redusert nedbør.

Det blir flere dager med mye nedbør, og gjennomsnittlig nedbørmengde for disse dagene blir høyere i hele Norge og for alle årstider.

Avrenning

Årsavrenning og nedbørendringer henger sammen, men økt temperatur vil også påvirke avrenningen. For Norge sett under ett beregnes det en økning i årsavrenning.

Det forventes økt avrenning i vinterhalvåret og om høsten, og redusert avrenning om sommeren.

I brere regionen beregnes økt avrenning også om sommeren.

Snø

Snøsesongen blir kortere i hele landet. Reduksjonen blir størst i lavlandet, hvor 2–3 måneders reduksjon beregnes mot slutten av århundret.

Gjennomsnittlig maksimal snødybde kan øke i høyfjellet og i områder i indre

Finnmark fram mot midten av århundret. I andre områder avtar den. Fram mot slutten av århundret antas den å avta overalt.

Flom og tørke

Framskrivninger av flom er meget usikre, og det er store lokale variasjoner. Generelt forventes størrelsen på regnflommer å øke, mens smeltevannsflommer vil avta på sikt.

Høyere temperatur fører til at flomtidspunktet forskyver seg mot tidligere vårflom, samtidig som faren for flommer sent på høsten og om vinteren øker.

Større regnflommer kan skape problemer i små, bratte felt, og i urbane områder.

Det beregnes små endringer i markvannsunderskudd på kort sikt, men betydelig økning i underskuddet mot slutten av århundret. Økt markvannsunderskudd om sommeren kan gi alvorlige sommertørker, med de følger det har for blant annet jord- og skogbruk, vanningsbehov og skogbrannfare.

Skred

Flere store nedbørhendelser i brattlendt terreng tilsier økt fare for flomskred.

Det er klar sammenheng mellom nedbør og ulike former for snøskred. Høyere temperatur kan redusere faren for tørrsnøskred, men vil øke faren for våtsnøskred og sørpeskred i skredutsatte områder. Disse kan ramme andre steder enn tidligere.

Havtemperatur

Overflatetemperaturen vil kunne øke med omtrent 0,5 °C i løpet av 65 år langs vestkysten av Norge og med 1,0–1,5 °C i det vestlige Barentshavet.

I Nordsjøen kan temperaturen i overflaten øke med 1,4 °C på 100 år.

Strømningsforhold

Det forventes at innstrømningen til Nordsjøen forblir uendret, mens innstrømningen til Barentshavet kan avta noe.

Det er en tendens til at polarfronten (møtet mellom «varme atlantiske» og «kalde polare» vannmasser) trekker seg noe østover og nordover.

Forsuring

Forsuringen av havet beregnes å akselerere, og i våre norske farvann forventes en nedgang på minst 0,5 pH-enheter i dette århundret.

Sjøis

Både tjukkelse og utbredelse av det arktiske isdekket vil fortsette å avta utover i det 21. århundret. Arktis kan bli isfritt om sommeren fra rundt midten av dette århundret, men det forventes betydelig variasjon i utbredelse fra år til år.

Bølger

Det beregnes en økning i høyden av ekstreme bølger i Nordsjøen og Skagerrak på 6–8 prosent i løpet av dette århundret. Også i Barentshavet beregnes en viss økning, men resultatene er særlig usikre i dette området. Forøvrig beregnes små endringer i bølgehøyde i norske farvann.

Havnivå

I løpet av det 21. århundret kan havnivået langs norskekysten forventes å stige med rundt 70 cm langs kysten av Sør- og Vestlandet, rundt 60 cm i Nord-Norge og rundt 40 cm innerst i Oslo- og Trondheimsfjorden.

Grunnet usikkerheter knyttet til de ulike bidragene til framtidig havstigning, kan havstigningen bli fra 20 cm lavere til 35 cm høyere enn verdiene gitt over.

5.1 Modellgrunnlag

5.1.1 Bakgrunn og modellgrunnlag

Årsaken til at behovet for tilpasning til framtidens klima nå vurderes, er sterke indikasjoner på at det foregår menneskeskapte klimaendringer og at disse klimaendringene sannsynligvis vil fortsette. FNs klimapanel har konkludert med at fortsatte utslipp av drivhusgasser på eller over dagens nivå vil føre til global oppvarming og andre endringer i det globale klimasystemet gjennom det 21. århundret. Svært sannsynlig blir disse større enn de endringene som har blitt observert gjennom det 20. århundret (IPCC, 2007).

Klimapanelet bygger i stor grad sine konklusjoner om framtidsklima på resultater fra globale koplete klimamodeller (IPCC, 2007, kapittel 8). Disse modellene brukes til å beregne strømningsmønster, temperatur og andre klimavariabler i hav og atmosfære, basert på veletablerte naturlover og ut fra forenklete beskrivelser av bl.a. varmestråling, skydekke, havis, fuktighet i jordsmonnet og utbredelse av snø. Det vil alltid være usikkerhet knyttet til klimamodellene. Årsakene til usikkerheten er nærmere beskrevet i avsnitt 5.1.2 og i kapittel 6. En av kildene til usikkerhet er at vi ikke vet hvordan utslippene av klimagasser og partikler vil endre seg framover. Dette tas det høyde for ved at det er laget flere forskjellige

«utslippsscenarioer». Disse er basert på antagelser om befolkningsvekst, samt økonomisk og teknologisk utvikling (se eksempler i faktaboks nederst).

Klimaframskrivningene for Norge som presenteres videre utover i dette kapittelet, bygger på resultater fra de koplete globale klimamodellene. På grunn av begrenset regnemaskinkapasitet er imidlertid den romlige oppløsningen i disse modellene oftest for grov til at resultatene kan benyttes direkte til å vurdere mulige regionale og lokale konsekvenser av framskrivningene. Det er derfor nødvendig å «nedskalere» modellresultatene. Dette kan gjøres på flere måter (se faktaboks neste side). Vi vil her omtale dem som henholdsvis «dynamiske» og «statistiske» metoder.

I havet (se avsnitt 5.4) er det i norske farvann bare dynamiske metoder som har vært benyttet til nedskalering, og det eksisterer bare noen få framskrivninger. I atmosfæren (se avsnitt 5.2) har derimot både dynamiske og statistiske metoder vært benyttet for norske områder, og det eksisterer en rekke ulike framskrivninger, der både forskjellige globale klimamodeller og forskjellige utslippsscenarioer har vært benyttet. Resultatene fra disse nedskaleringene er i avsnitt 5.2 satt sammen i to grupper av framskrivninger («ensembler»).

Utslippsscenarioer

Scenario B1: Globale løsninger på økonomisk og sosial bærekraftighet. Raske endringer i økonomiske strukturer og introduksjon av rene teknologier. 7 milliarder mennesker i 2100. Atmosfærens CO₂-innhold er på 540 ppm i 2100 – mot 380 ppm i dag (ppm er «parts per million»).

Scenario A1B: Rask økonomisk vekst. Rik verden, men ujevnt fordelt. 7 milliarder mennesker i 2100. Teknologiske endringer fører til balanse mellom fossil og ikke-fossil energiteknologi. Atmosfærens CO₂-innhold er på 703 ppm i 2100.

Scenario A2: Delt verden med høy befolkningsvekst og mindre bekymring for rask økonomisk utvikling. 15 milliarder mennesker i 2100. Atmosfærens CO₂-innhold er på 836 ppm i 2100.

Noen ganger benevnes scenarioene SRES B1, SRES A1B og SRES A2, hvor SRES står for *Special Report on Emissions Scenarios*.

Nedskalering av klimaframskrivninger

De globale koplede klimamodellene (Atmosphere–Ocean General Circulation Models, AOGCM) har stort sett dårlig romlig oppløsning, typisk 200 × 200 km i atmosfæren. For å få bedre romlig oppløsning, og med det forbedre detaljrikdommen i regionale og lokale klimaframskrivninger, «nedskaleres» resultatene. Dette kan gjøres på forskjellige måter.

«Dynamiske metoder» baserer seg på de samme fysiske ligninger som blir brukt i de koplede globale klimamodellene. Ved met.no har den regionale klimamodellen HIRHAM blitt benyttet til å beregne regionale klimaendringer i Norden og tilgrensende havområder (Haugen og Haakenstad 2006). Denne modellen blir da matet med felter fra de globale modellene på den regionale modellens ytter-

grenser. I tillegg ser den regionale modellen havtemperatur, utbredelse av havis og egenskaper ved bakken. Ved Bjerknes-senteret (BCCR) har man brukt en global atmosfæremodell med variabel oppløsning – og med høyest oppløsning i det samme området (Barstad m.fl., 2009). Sistnevnte modell blir ikke matet på modellens yttergrenser (siden den er global), men den ser havtemperatur, utbredelse av havis og egenskaper ved bakken på tilsvarende måte som HIRHAM.

I denne rapporten er det benyttet i alt 22 klimaframskrivninger, som er nedskalert med dynamiske metoder. Alle framskrivningene fra met.no og BCCR er benyttet. I tillegg har vi benyttet regionale klimamodellberegninger fra en del andre eu-

ropeiske institutter. Det er første gang en slik sammenstilling av modellresultater har blitt gjort.

«Statistiske» (eller empirisk-statistiske) metoder består i at man bruker historiske observasjoner til å identifisere og tallfeste statistiske sammenhenger mellom storstilt klima og lokale forhold. Under forutsetning av at disse sammenhengene ikke endres med tiden, kan de benyttes til å beregne lokalt klima under de endrede storstilte forhold som beregnes av AOGCM-ene. Benestad m.fl. (2009) beskriver en rekke slike statistiske metoder.

I denne rapporten er det benyttet 50 klimaframskrivninger beregnet ved statistiske metoder (Benestad, 2009).

Et av ensemblene er basert på dynamiske metoder og et er basert på statistiske metoder. Sammenligninger av modellresultater beregnet for dagens klima og observasjoner har vist at middelverdiene fra slike ensembler ofte ligger nærmere observert klima enn noen enkelt klimasimulering. I tillegg gir sammenstillingene mulighet for å anslå usikkerheten ved å studere spredningen mellom framskrivningene (se 5.1.2).

For en del formål kreves enda mer detaljert klimainformasjon enn det de overnevnte metodene gir. Et lite utvalg av de nedskalerte framskrivningene har derfor blitt etterbehandlet ved bruk av statistiske justeringer basert på topografisk informasjon og klimaobservasjoner (Engen-Skaugen, 2007). Slike «eksempelframskrivninger» er benyttet til beregning av vekstsesong og fyringsgraddager i avsnitt 5.2.4 og 5.2.5 og til hydrologisk modellering (5.3). Disse eksemplenes representativitet kan (og bør) vurderes ved å se hvordan de er plassert i ensemblene.

5.1.2 Bruk av ensembler til definisjon av lav, middels og høy framskrivning

For å illustrere bakgrunnen for klimaframskrivningene for Norge viser figur 5.1.1 gan-

gen fra globale utslippsscenarioer av klimagasser og partikler til klimaframskrivningene presentert i dette kapittelet.

Figur 5.1.1 (a) viser tre ulike scenarioer for globale utslipp av menneskeskapte klimagasser og -partikler. Den grønne kurven illustrerer svak økning i framtidige utslipp. Dette kan være knyttet til begrenset befolkningsvekst og forbruk og rask overgang fra kull, olje og gass til fornybare energikilder. Den røde kurven illustrerer at befolkningsvekst, forbruk og bruk av kull, olje og gass fortsetter som i dag. Det er samfunnsøkonomiske modeller som ligger til grunn for disse utslippsscenarioene. I rapportene fra FNs klimapanel er det i hovedsak lagt vekt på følgende tre scenarioer (se faktaboks): B1 (reduerte utslipp; tilsvarende grønn kurve i figuren), A1B (noe reduerte utslipp; blå kurve) og B2 (utslipp som i dag; rød kurve).

Scenarioene for endring i utslippene fra (a) blir så matet inn i globale klimamodeller. Disse modellene tilsvarer værvarslingsmodeller for atmosfæren, koplet til tilsvarende modeller for havet. I tillegg beskriver klimamodellene snø og is på land og på havet, type og farge på vegetasjon på land, fuktighet i jordsmonnet osv. Siden ingen av klimamodellene er like, og siden naturlige klimavariasjoner forekommer

tilfeldig, vil de tre utslippsscenarioene i (a) resultere i en viss spredning i klimaframskrivningene som modellene gir. Dette er illustrert med skraveringen i (b). De heltrukne linjene i (b) viser middelendringen for alle modellene for hver av de tre utslippsscenarioene i (a).

Går vi fra global til regional skala, som til Nordvest-Europa eller Norge, vil både midlere klimautvikling og usikkerhet være forskjellig fra global utvikling. I figur 5.1.1 (c) er dette illustrert ved at regional klimaendring for det røde utslippsscenarioet er større enn tilsvarende for global klimaendring i (b), samt at usikkerheten øker (den røde skraveringen øker). Den regionale klimaendringen kan også være mindre enn den globale klimaendringen, men oftest øker usikkerhetsintervallet når en betrakter klimautviklingen for et lite geografisk område. Det siste skyldes at naturlig klimavariasjon gir størst utslag på liten geografisk skala. I tillegg øker forskjellen mellom de ulike klimamodellene når vi betrakter et begrenset geografisk område.

Klimaendringen for Norge er illustrert i figur 5.1.1 (d). Siden usikkerhetene generelt er store for et lite geografisk område som Norge, kan de ulike usikkerhetsintervallene gå over i hverandre, som vist i (d). Vi definerer der-

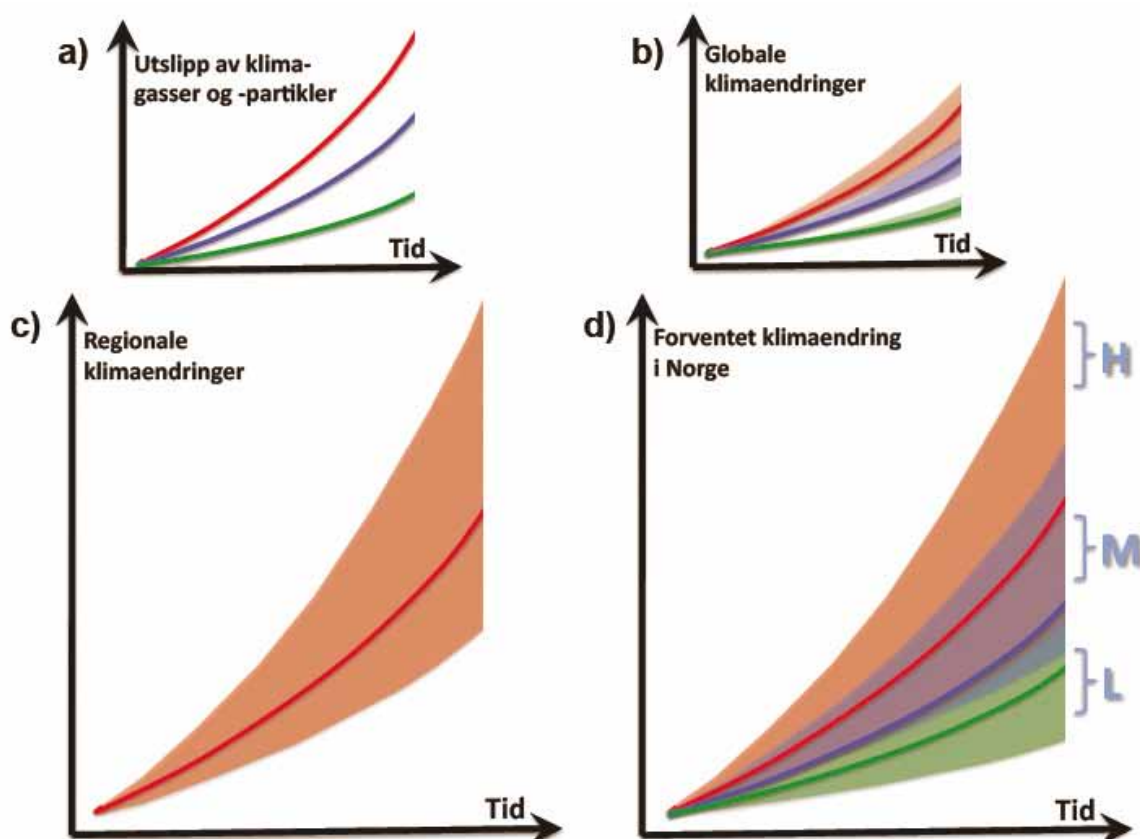
for i denne rapporten «lav» klimaframskrivning som verdien som underskrides av 10 prosent av framskrivningene fra tilgjengelige klimamodeller, uavhengig av hvilke utslippsscenarioer klimaframskrivningene bygger på. På tilsvarende måte definerer vi «høy» klimaframskrivning som verdien som overskrides av 10 prosent av framskrivningene fra alle tilgjengelige klimamodeller og utslippsscenarioer. Middelverdien av alle klimaframskrivningene kaller vi «middels».

I hovedsak vil «lav» klimaframskrivning være knyttet til scenarioet med lave utslipp av klimagasser og -partikler. Men siden spredningen rundt de ulike scenarioene er stor, kan de andre utslippsscenarioene også gi bidrag til «lav». For «lav», «middels» og «høy» klimaframskrivning inngår derfor den samlede effekten av ulike klimagass- og partikkelutslipp, naturlig klimavariasjon og modellusikkerhet.

Siden vår kunnskap om klima og framtidige utslipp av klimagasser og -partikler ikke er – og aldri vil bli – fullkommen, kan usikkerhetene være større enn de vi opererer med i denne rapporten. Det kan derfor ikke utelukkes at framtidig klimautvikling vil ligge under «lav» eller over «høy». Med eksisterende kunnskap er det generelt større sannsynlighet for større enn mindre klimaendring. Det vurderes derfor som mer sannsynlig at framtidig klimautvikling kan overstige «høy» enn ligge under «lav». Mer om dette i kapittel 6.

Figur 5.1.1

Prinsippskisse for sammenhengen mellom utslippsscenarioer for klimagasser og partikler (panel a) og modellert klimaendring i Norge (panel d).



5.2 Framskrivninger av atmosfæreklima

5.2.1 Innledning

Resultatene i dette underkapitlet bygger på klimasimuleringer fra en rekke nasjonale og internasjonale forskningsprosjekter (RegClim, GeoExtreme, NorACIA, NorClim og PRUDENCE). Sorteberg og Haugen (2009) har laget en sammenstilling av 22 forskjellige temperatur- og nedbørframskrivninger basert på dynamiske metoder («dynamisk ensemble»).

Ensemblet omfatter både framskrivninger produsert med regional klimamodell (Bjørge m.fl., 2000; Haugen og Haakenstad, 2006; Haugen og Iversen, 2008) og framskrivninger basert på globalmodell med strukne koordinater (Barstad m.fl., 2009). Alle framskrivningene er skalert slik at de gjelder endringer fra perioden 1961–90 til 2071–2100. Benestad (2009) har laget en tilsvarende sammenstilling av 50 forskjellige framskrivninger basert på statistiske metoder («statistisk ensemble»). En fullstendig oversikt over hvilke modeller og utslippsscenarioer som er brukt i framskrivningene som er med i de to ensemblene, er gitt i Appendix A1 (dynamisk) og A2 (statistisk).

Resultater fra ensemblene er i det følgende gitt for temperatur- og nedbørregionene som er vist henholdsvis i figur 3.1.3 og 3.1.7. Resultatene presenteres som middelverdi mellom alle ensemblemedlemmene. I tillegg oppgis «10-prosentil» og «90-prosentil». De er definert slik at 10 prosent av ensemblemedlemmene har lavere («10-prosentil») eller høyere verdi («90-prosentil»). Det er følgelig 80 prosent av framskrivningene i ensemblet som ligger mellom disse verdiene.

Fem av de dynamiske framskrivningene er etterbehandlet som beskrevet av Engen-Skaugen m.fl. (2007). Én av disse eksempel-framskrivningene gjelder perioden 2021–50, mens de fire andre gjelder perioden 2071–2100. En oversikt over eksempel-framskrivningene er gitt i tabell 5.2.1.

Resultater fra eksempel-framskrivningene blir gitt i form av kart for den angjeldende perioden eller for beregnede endringer fram til den perioden. Disse kartene har en detaljrikdom som gjør det lett å glemme at de er beheftet med usikkerhet. For å sette resultatene fra eksempel-framskrivningene i perspektiv,

Tabell 5.2.1

Oversikt over eksempel-framskrivninger som er justert og benyttet i videre beregninger

Betegnelse	Globalmodell/ Regionalmodell	Kontroll- og framtid- periode	Ut- slipps- scenario	Horisontal oppløsning	Vertikale lag
M92	ECHAM4 AOGCM (T42)/HIRHAM1	1980–1999 2030–2049	IS92a	50 km	19
MB2v1	ECHAM4 AGCM (T106)/HIRHAM1	1961–1990 2071–2100	SRES B2	50 km	19
MB2v2	ECHAM4 AGCM (T106)/HIRHAM2	1961–1990 2071–2100	SRES B2	25 km	19
HA2	HadAM3H AGCM/HIRHAM1	1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	19
HB2	HadAM3H AGCM/HIRHAM1	1961–1990 2071–2100	SRES B2	50 km	19

anbefales å se på hvordan de ligger i forhold til ensemblene. Det er angitt i figur 5.2.1–5.2.4 og 5.2.10–5.2.13.

5.2.2 Middeltemperatur

Alle temperaturframskrivningene i de to ensemblene er beregnet på års- og sesongbasis for temperaturregionene i figur 3.1.3. Middelverdi, 10-prosentil og 90-prosentil for temperaturrendringer fra 1961–90 til 2071–2100 er vist i figur 5.2.1 (dynamisk ensemble) og figur 5.2.2 (statistisk ensemble).

Alle framskrivningene gir oppvarming for år og årstider. Begge ensemblene viser størst oppvarming i nordlige regioner, særlig om vinteren. Også i Sør-Norge er vinteren en av de årstidene som ifølge framskrivningene får størst oppvarming, men en del av de dynamiske framskrivningene gir vel så stor oppvarming om høsten. Over hele landet gir begge ensemblene minst oppvarming om sommeren.

For alle årstider gir de to ensemblene nok så lik 10-prosentil, og om sommeren gir de i det hele tatt nok så like resultater. For de andre årstidene er imidlertid både middelverdi og spredning større for det statistiske enn for det dynamiske ensemblet. For gjennomsnittlige årsverdier gir det statistiske ensemblet bortimot en grad større oppvarming enn det dynamiske ensemblet gir. For gjennomsnittlige vinterverdier er forskjellen opp mot to grader. For 90-prosentilen om vinteren er forskjellen mellom 3 og 4 grader.

Det er flere årsaker til disse forskjellene. Det statistiske ensemblet inkluderer mange flere forskjellige globale modeller, noe som gir økt spredning. Det er også slik at den statistiske metoden gir en mer lokal tilpasning enn de dynamiske metodene. For eksempel hevder Hanssen-Bauer m.fl. (2003) at forskjellene mellom resultatene i vinterhalvåret delvis kan skyldes at de dynamiske modellene ikke oppløser såkalte «bakkeinversjoner» (lag der temperaturen øker fra bakken og oppover), og derfor ikke får med oppvarming som skyldes svekking av slike inversjoner, mens de statistiske modellene kan få med dette.

På den annen side er resultatene i de dynamiske ensemblet på mange vis bedre fysisk fundert, i og med at de er beregnet ved løsning av fysiske ligninger. De statistiske modellene er derimot basert på statistiske sammenhenger som kan endre seg i et endret klima. Begge metodene har altså styrker og svakheter. Alt i alt mener vi at vi foreløpig ikke har noe grunnlag for å tillegge det ene ensemblet større vekt

enn det andre når det gjelder temperaturframskrivninger.

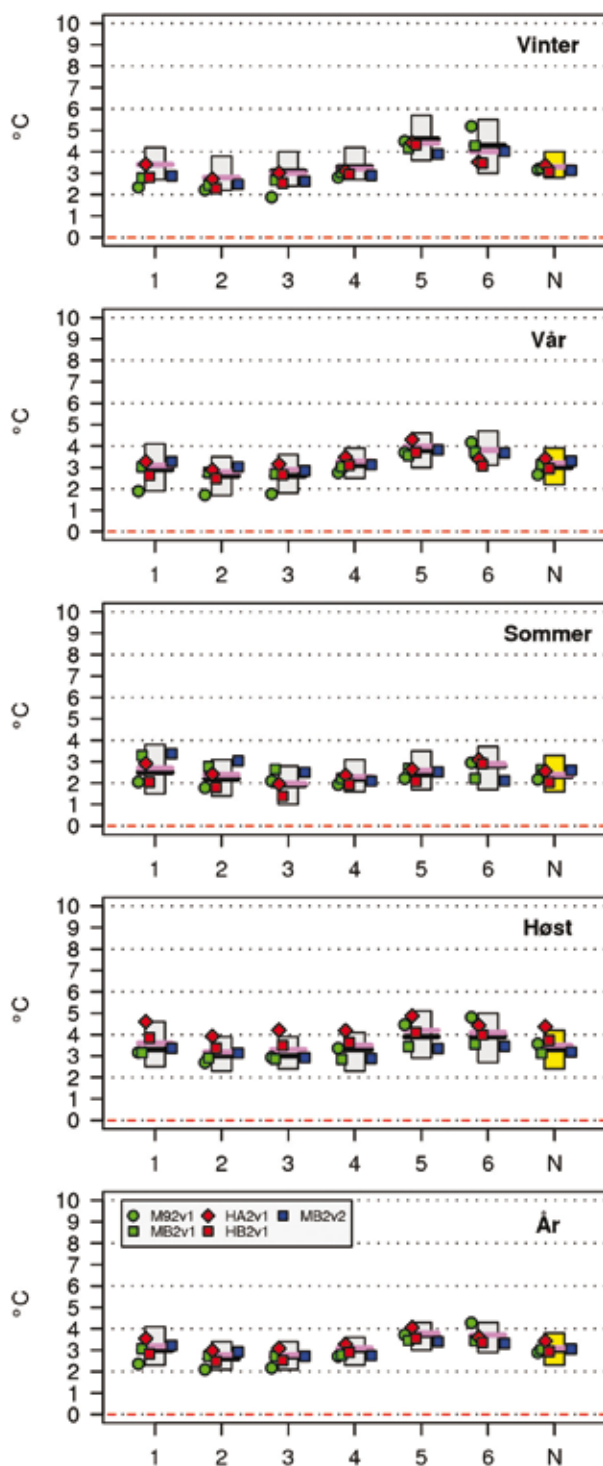
I det følgende vil vi derfor bruke gjennomsnittet av de to ensemblene til å definere «høy» (H), «middels» (M) og «lav» (L) temperaturframskrivning. H er gjennomsnittet av de to ensemblenes 90-prosentil, M er gjennomsnittet av middelverdiene og L er gjennomsnittet av 10-prosentilene. Resultatene er vist i tabell 5.2.2. I utgangspunktet er det beregnet verdier for endringen fra perioden 1961–90 til 2071–2100. Ved enkel lineær skalering er det angitt verdier også for 2021–50. Dette gir litt høyere verdier i mellomperioden enn man strengt tatt skulle forvente, da økningen ikke forventes å bli lineær, men noe mindre i starten og høyere utover i århundret.

I tabell 5.2.3 er lineære trender i årsmiddeltemperatur fra M-framskrivningen sammenlignet med tilsvarende trender beregnet på grunnlag av observasjoner fra 1900 fram til 2008. M-framskrivningen gir trender som er 3 til 6 ganger så store som trendene gjennom forrige århundre. Sammenligner vi med endringene fra normalperioden 1961–90 fram til i dag, finner vi på den annen side at de observerte trendene er av samme størrelsesorden som framskrivningen gir. Dette er noe overraskende, da vi ikke skulle forvente en så sterk trend allerede nå. Den sterke observerte trenden skyldes imidlertid i stor grad høye vintertemperaturer de senere tiårene. Disse har delvis sammenheng med variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon som meget vel kan være knyttet til naturlig klimavariasjon. Slike endringer kan likevel på langt nær forklare hele den observerte oppvarmingen (Benestad og Hanssen-Bauer, 2009). Vi konkluderer med at data fra de senere år på ingen måte står i motstrid til M-framskrivningen for temperatur, selv om det ved direkte sammenligning kan virke som framskrivningen er noe konservativ.

Figur 5.2.3 viser lineære trender tilsvarende H-, M- og L-temperaturframskrivning for Norge, sammen med observert temperaturutvikling fra år 1900 fram til 2008. Eksempelframskrivningene som er brukt i beregninger av vekstsesong og hydrologisk modellering, er lagt inn i figuren. Tilsvarende figurer er beregnet for alle temperaturregioner og er tilgjengelige over internett (www.klimatilpasning.no). Figur 5.2.4 viser eksempler fra temperaturregion 2 (Vestlandet) og 5 (Finnmarksvidda). Det er regionene med minst og størst beregnet oppvarming.

Kart som viser eksemplframskrivningene for temperatur vil bli lagt ut på inter-

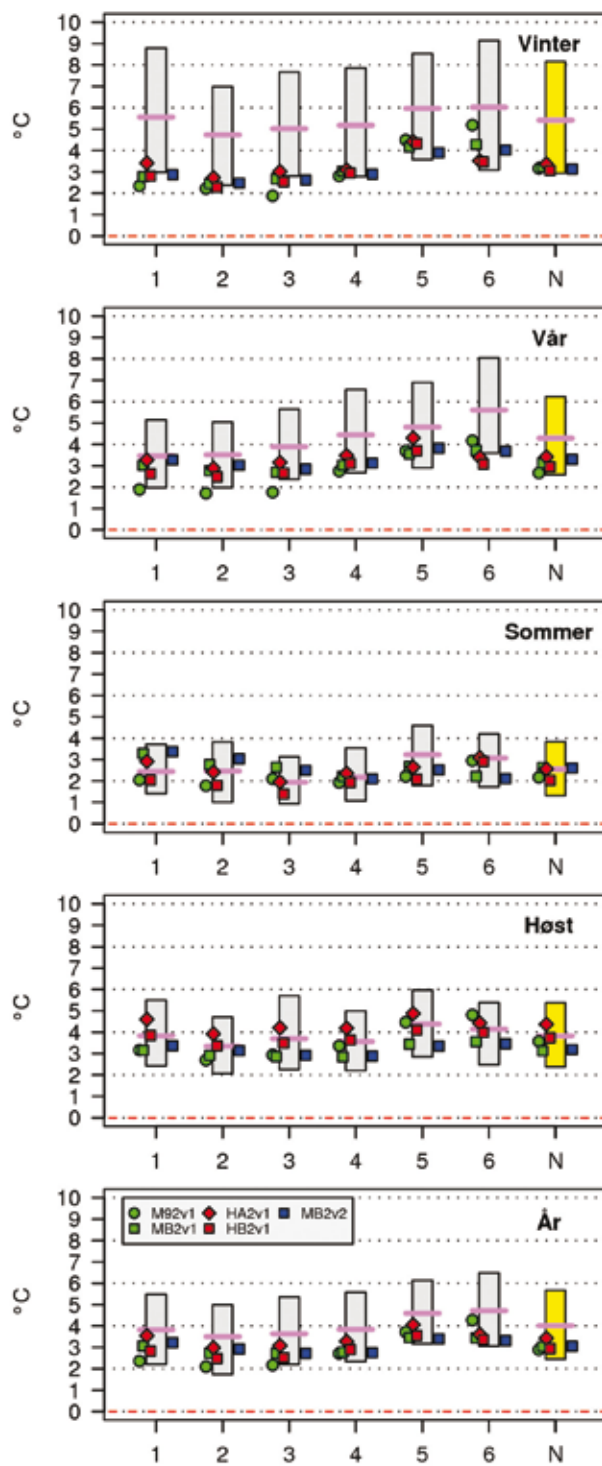
Temperatur endring (°C) 2071–2100 (Dynamisk)



Figur 5.2.1

Beregnet temperaturendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for dynamisk ensemble. Nummer 1–6 langs x-aksen refererer til temperaturregionene (se figur 3.1.3), mens N gir verdier for hele Norge. Endringen er beregnet fra perioden 1961–90 til 2071–2100. Svarte og rosa linjer viser middelerdi for ensembles 22 medlemmer med og uten vektning der det tas hensyn til at simuleringene ikke er uavhengige. De grå søylene viser spennet mellom 10-prosentilen og 90-prosentilen. Punktene viser resultater for eksempelframskrivningene som er brukt i denne rapporten.

Temperatur endring (°C) 2071–2100 (Empirisk)



Figur 5.2.2

Beregnet temperaturendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for statistisk ensemble. Nummer 1–6 langs x-aksen refererer til temperaturregionene (se figur 3.1.3), mens N gir verdier for hele Norge. Endringen er beregnet fra perioden 1961–90 til 2071–2100. Rosa linjer viser middelerdi for ensembles 50 medlemmer. De grå søylene viser spennet mellom 10-prosentilen og 90-prosentilen. Punktene viser resultater for eksempelframskrivningene som er brukt i denne rapporten.

Region	Sesong	Økning (°C) til 2021–50			Økning (°C) til 2071–2100		
		M	L	H	M	L	H
Norge	År	1,9	1,2	2,5	3,4	2,3	4,6
	Vinter DJF	2,3	1,5	3,3	4,3	2,8	6,0
	Vår MAM	1,9	1,2	2,6	3,5	2,3	4,8
	Sommer JJA	1,3	0,8	1,9	2,4	1,4	3,5
	Høst SON	1,9	1,3	2,6	3,5	2,4	4,8
TR-1 Østlandet	År	1,9	1,2	2,6	3,4	2,3	4,8
	Vinter DJF	2,4	1,5	3,5	4,5	2,8	6,5
	Vår MAM	1,7	1,1	2,5	3,2	1,9	4,6
	Sommer JJA	1,3	0,8	2,0	2,5	1,5	3,8
	Høst SON	1,9	1,3	2,8	3,6	2,5	5,1
TR-2 Vestlandet	År	1,7	1,0	2,3	3,1	1,9	4,2
	Vinter DJF	2,1	1,2	2,9	3,8	2,3	5,4
	Vår MAM	1,7	1,0	2,3	3,1	1,8	4,3
	Sommer JJA	1,3	0,7	1,9	2,3	1,2	3,5
	Høst SON	1,7	1,2	2,3	3,2	2,2	4,3
TR-3 Trøndelag	År	1,7	1,2	2,4	3,2	2,2	4,4
	Vinter DJF	2,2	1,4	3,2	4,1	2,6	5,8
	Vår MAM	1,8	1,1	2,5	3,3	2,1	4,6
	Sommer JJA	1,0	0,5	1,6	1,9	1,0	3,0
	Høst SON	1,8	1,3	2,6	3,4	2,3	4,8
TR-4 Nordland/ Troms	År	1,9	1,3	2,5	3,4	2,3	4,6
	Vinter DJF	2,3	1,5	3,3	4,2	2,7	6,0
	Vår MAM	2,1	1,4	2,9	3,8	2,6	5,2
	Sommer JJA	1,2	0,7	1,8	2,2	1,3	3,3
	Høst SON	1,9	1,2	2,5	3,4	2,3	4,5
TR-5 Finnmarks- vidda	År	2,3	1,7	2,8	4,2	3,1	5,2
	Vinter DJF	2,9	2,0	3,9	5,3	3,6	7,1
	Vår MAM	2,3	1,6	3,1	4,3	3,0	5,8
	Sommer JJA	1,5	1,0	2,2	2,8	1,7	4,0
	Høst SON	2,3	1,6	3,0	4,1	2,9	5,5
TR-6 Varanger	År	2,3	1,6	2,9	4,2	3,0	5,4
	Vinter DJF	2,8	1,7	4,0	5,2	3,0	7,3
	Vår MAM	2,6	1,8	3,5	4,7	3,3	6,4
	Sommer JJA	1,6	0,9	2,2	2,9	1,7	4,0
	Høst SON	2,2	1,4	2,8	4,0	2,6	5,2

Tabell 5.2.2

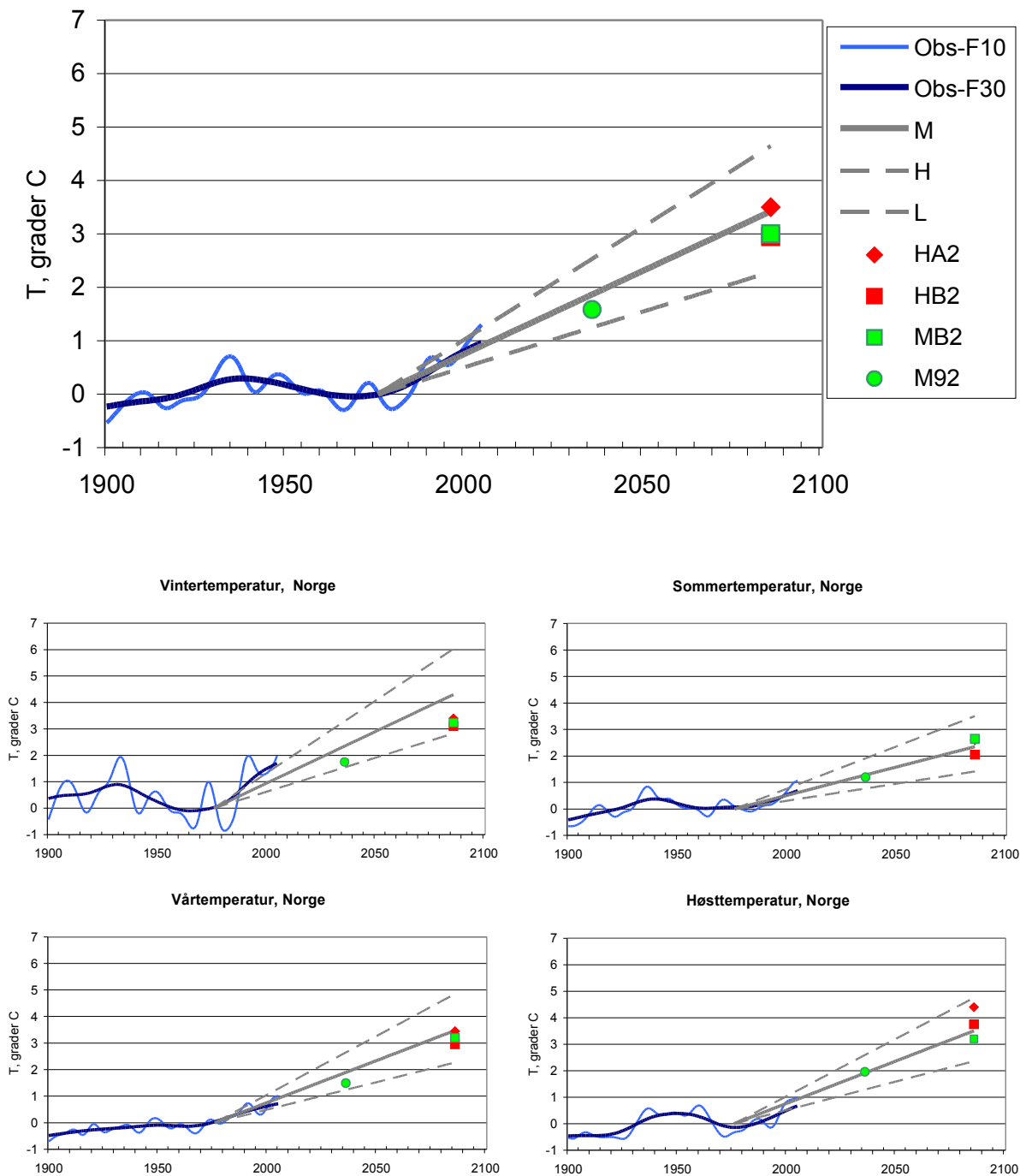
Middels, lav og høy temperaturframskrivning for forskjellige regioner, sesonger og tidsperspektiv. Tallene angir anslått temperaturendring i forhold til perioden 1961–90.

Region	1	2	3	4	5	6	Norge
Obs 1900–2008	0,08	0,05	0,10	0,10	0,06	0,07	0,08
Obs 1961–90 til 1979–2008	0,32	0,24	0,28	0,26	0,27	0,29	0,29
M-framskrivning	0,31	0,28	0,29	0,31	0,38	0,38	0,31

Tabell 5.2.3

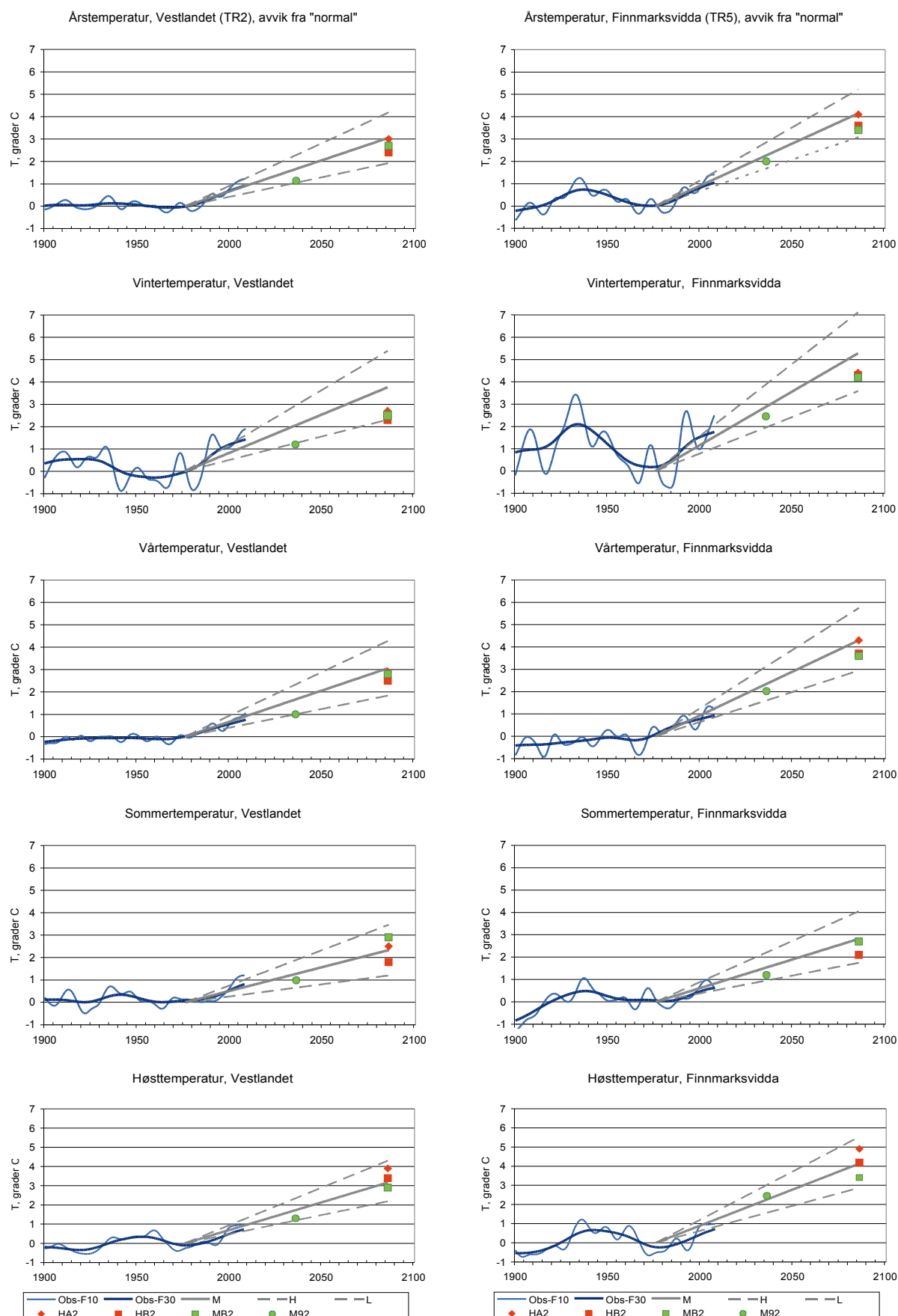
Beregnete trender (°C per tiår) i årstemperatur for forskjellige regioner, basert på verdier i tabell 3.1.1, 4.1.1 og 5.2.2.

Årstemperatur, Norge, avvik fra "normal"



Figur 5.2.3

Observert temperaturutvikling i Norge gjennom det 20. århundret og beregnede framskrivninger for det 21. århundret. Verdiene er gitt i avvik fra observert middeltemperatur i perioden 1961–90. Observert temperaturutvikling er glattet og viser variasjoner på 10-års (lys blå) og 30-års (mørk blå) tidsskala. Framskrivningene (grå linjer) er vist som beregnet gjennomsnittlig trend. Høy og lav framskrivning er stiplet, mens middels framskrivning er heltrukket. Eksempelframskrivninger er avmerket som punkter.



Figur 5.2.4
Som figur 5.2.3, men for temperaturregion 2 (venstre) og 5 (høyre).

nett (www.klimatilpasning.no). Ut fra figur 5.2.3 og 5.2.4 framgår at M92, som gjelder fram mot midten av århundret, ligger nærmere L enn M, særlig i Sør-Norge.

Når det gjelder framskrivningene fram mot slutten av århundret, ligger HA2 nær M på årsbasis, men den er kaldere om vinteren, og varmere om høsten. HB2 og EB2 ligger mellom M og L. HB2 er nær M om høsten, mens EB2 er nær M om sommeren. Begge ligger mellom M og L vinter og vår.

Svalbard er ikke med i de ovenstående analysene. Resultater fra NorACIA (Førland m.fl., 2009, side 39) tyder imidlertid på at økningen i sommertemperatur på Svalbard kan forventes å bli omtrent som på det norske fastland (1 til 1,5 °C fram mot midten, og mellom 2 og 4 °C fram mot slutten av århundret). Oppvarmingen om vinteren kan derimot forventes å bli noe større enn på fastlandet. Dynamiske metoder gir en oppvarming mot slutten av århundret på 4 til 8 °C om vinteren, mens statistiske metoder enkelte steder gir helt opp til 10 graders oppvarming.

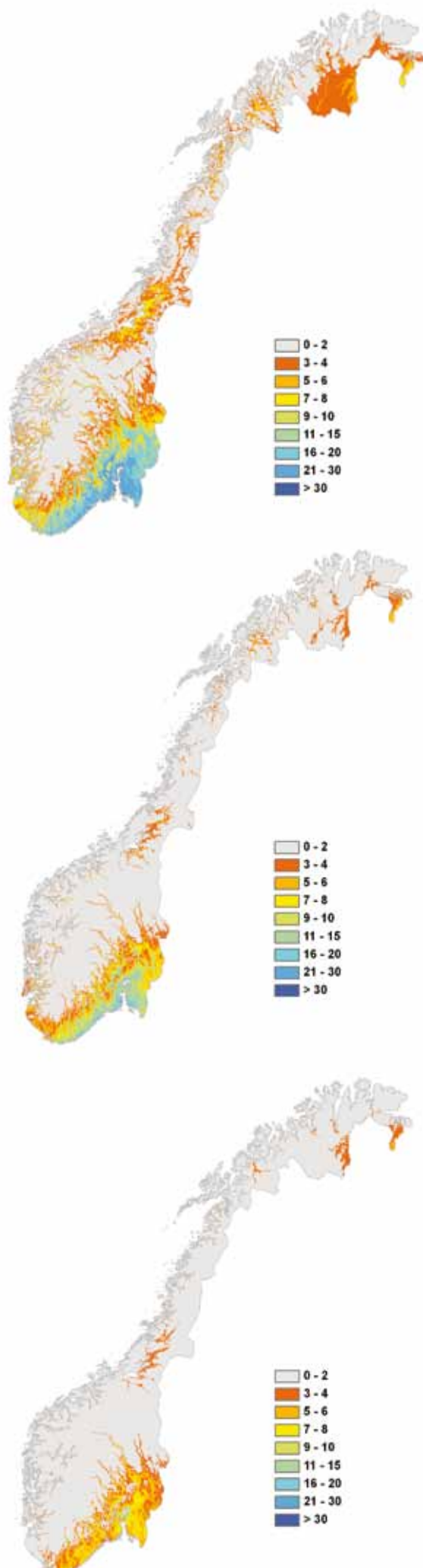
5.2.3 Ekstremtemperatur

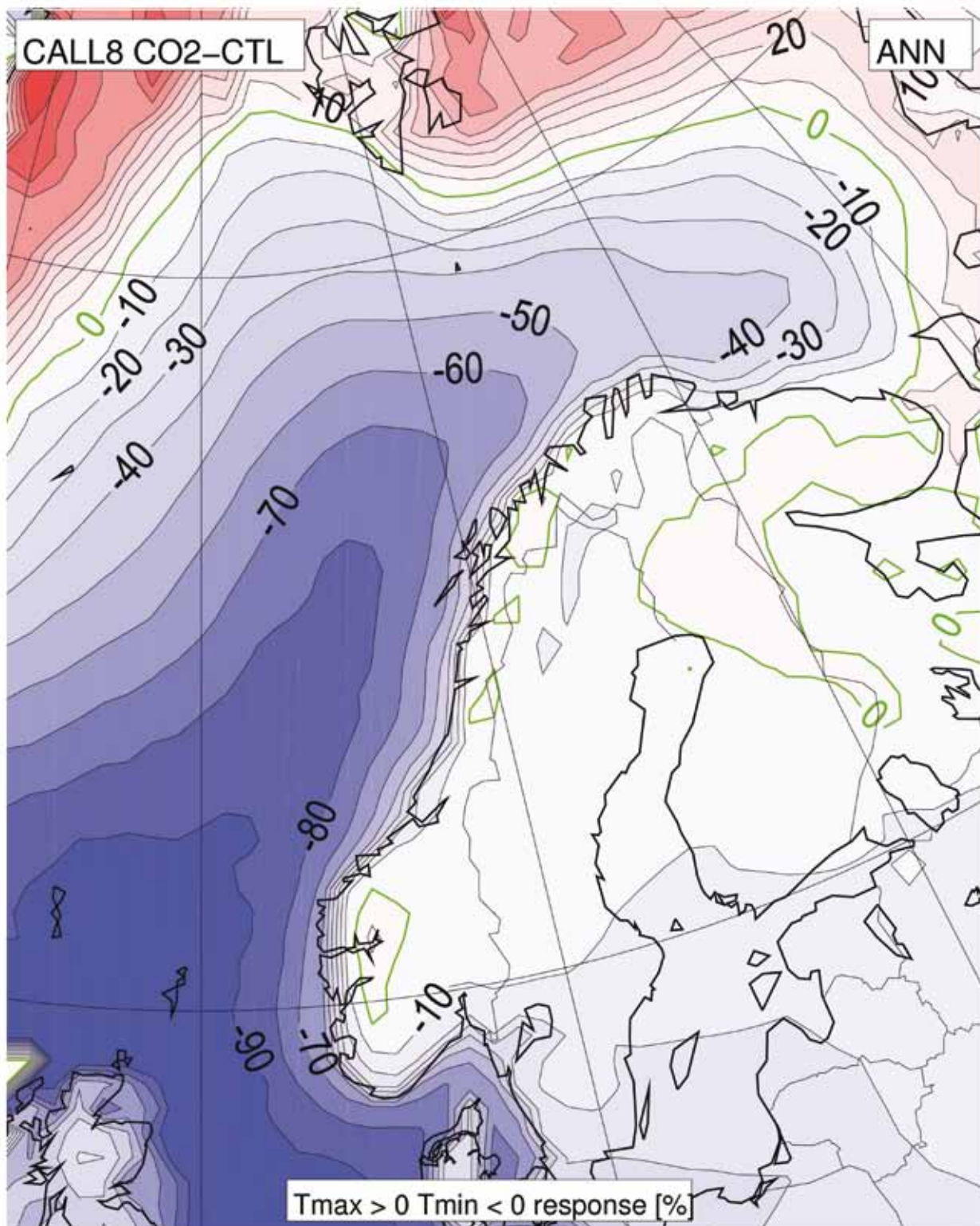
For å vurdere endringen i antall dager med høy temperatur har eksempelframskrivningene blitt benyttet til å beregne antall dager med middeltemperatur over 20 °C. Kart for perioden 1961–90 viser at dette forekommer mer enn to dager per år bare i små områder på Østlandet (se kapittel 2).

Figur 5.2.5 viser at selv den noe konservative M92-framskrivningen tilsier at større områder i Øst- og Sør-Norge vil få flere slike dager fram mot 2050. Ifølge M92-framskrivningen vil det dessuten forekomme flere enn to slike dager per år både i områder i Trøndelag og i indre Finnmark. Mot slutten av århundret viser både HA2 og HB2 en betydelig økning i områder hvor slike dager vil forekomme. HA2, som ligger nær M-framskrivningen når det gjelder økning i sommertemperatur, tilsier at det i gjennomsnitt vil bli mer enn 20 slike dager per år i en del områder rundt Oslofjorden. Det vil ifølge denne framskrivningen

Figur 5.2.5

Antall dager med døgnmiddeltemperatur over 20 °C i perioden 2021–50 ifølge eksempelframskrivning M92 (nederst), og i perioden 2071–2100 ifølge framskrivningene MB2 (midten) og HA2 (øverst). Kartene kan sammenlignes med figur 2.2.6, som gjelder perioden 1961–90.





Figur 5.2.6
Prosentvis endring i antall dager med 0-gradspasseringer fram mot midten av århundret ifølge et ensemble av åtte framskrivninger.

forekomme flere slike dager per år i alle lavlandsområder på Østlandet, Sørlandet og Sørvestlandet, samt rundt Trondheimsfjorden og i indre Finnmark.

Alle framskrivninger viser at antall kalde dager og antall frostdager vil avta. Det har imidlertid vært spørsmål om hva som vil skje med antall dager da temperaturen krysser 0 °C.

Det er noe vi ikke kan lese ut av eksempelframskrivningene, fordi disse bare angir døgnmiddeltemperatur. Det kan heller ikke beregnes fra de statistiske framskrivningene, da disse bare gir månedsverdier. Det kan beregnes på grunnlag av dynamisk nedskalerte framskrivninger, og dette er gjort for de åtte framskrivningene som er presentert av Haugen og Iversen (2008).

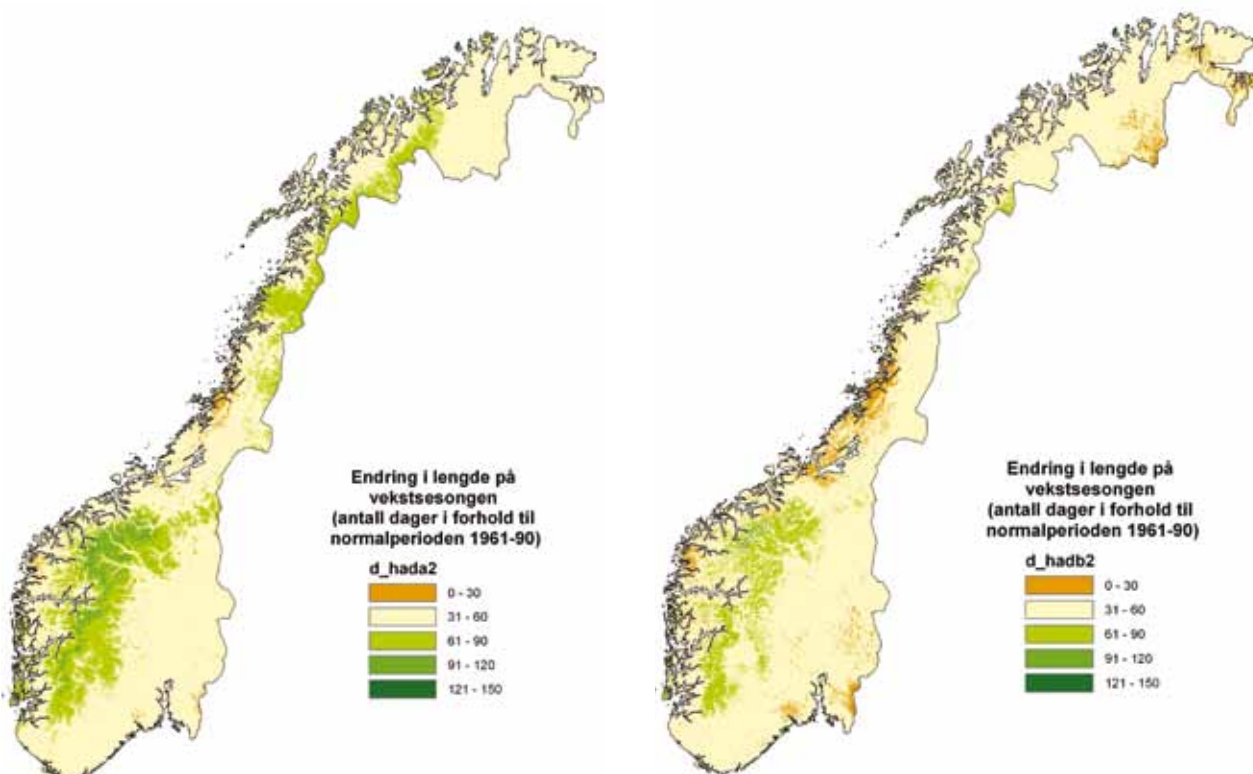
Figur 5.2.6 viser resultatet av denne analysen i form av beregnet prosentvis endring i antall dager med nullgradspasseringer per år. En skal være klar over at dette kartet vil ha systematiske feil, fordi terrenget i modellen er betydelig glattet ut i forhold til virkelig terreng. Likevel er det sannsynlig at det gir kvalitativ informasjon om hva vi kan vente oss fram mot midten av århundret: I kystnære strøk ser det ut til at antall dager med nullgradspassering vil avta med 10 til 60 prosent. I innlandet og fjellområdene ser endringene ut til å ligge mellom -10% og $+10\%$. I hele dette området er det rimelig å anta at selv om de beregnede endringene på årsbasis er små, vil det blir en forflytning av slike dager fra vår/høst mot vinter. På sesongbasis vil derfor endringene ventelig være mye større.

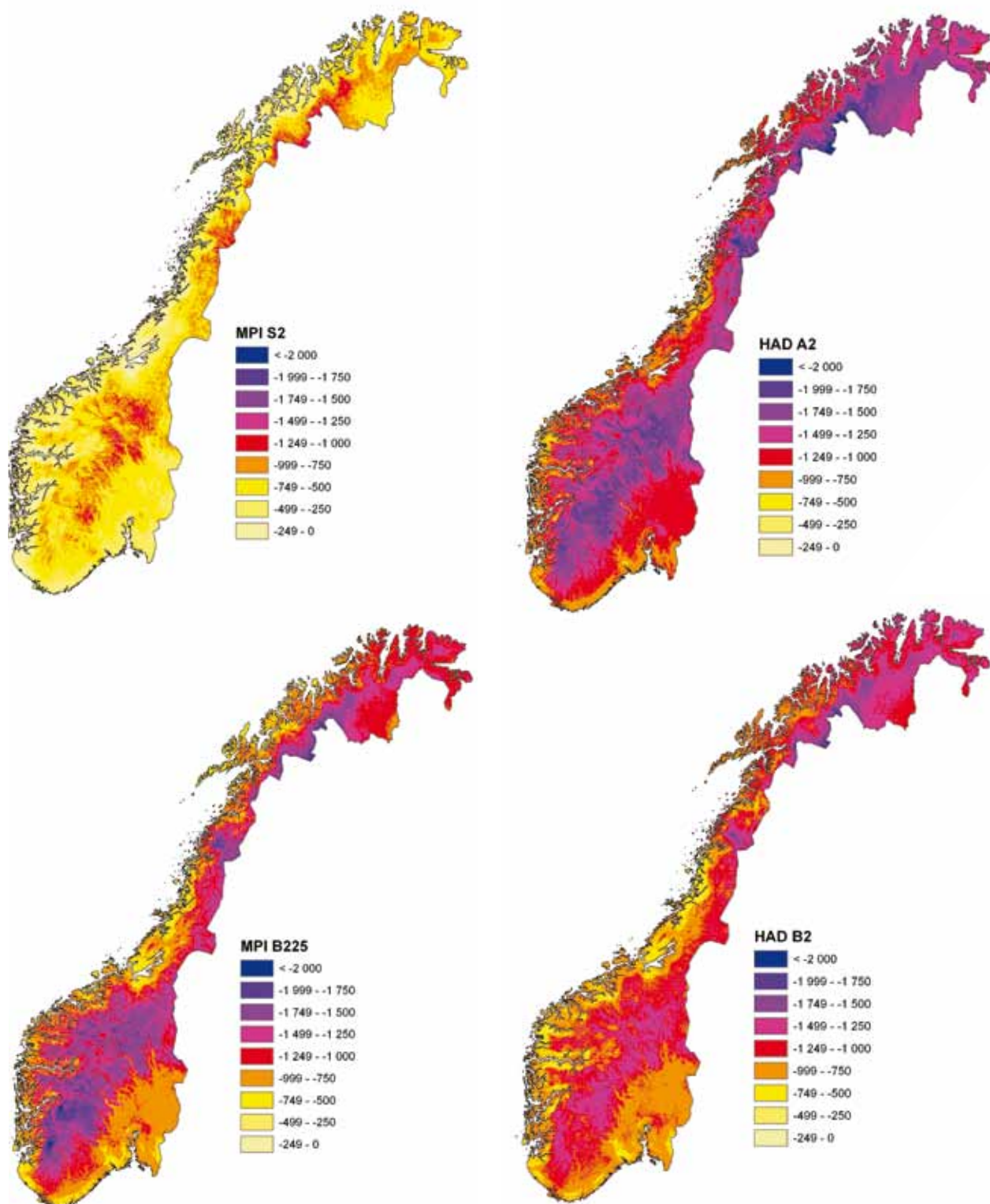
5.2.4 Vekstsesong

Definisjonen av termisk vekstsesong for gress er gitt i kapittel 2, der også kart som viser gjennomsnittlig lengde av vekstsesongen i perioden 1961–90 er vist. Både vekstsesongens lengde og endringer av denne relativt til perioden 1961–90 er beregnet for alle eksempelframskrivningene.

Figur 5.2.7

Kart over lengden av vekstsesongen i perioden 2071–2100 ifølge eksempelframskrivningen HB2 (øverst) og HA2 (midten). Beregnede endringer i forhold til perioden 1961–90 er vist nederst HA2 – venstre, HB2 – høyre).



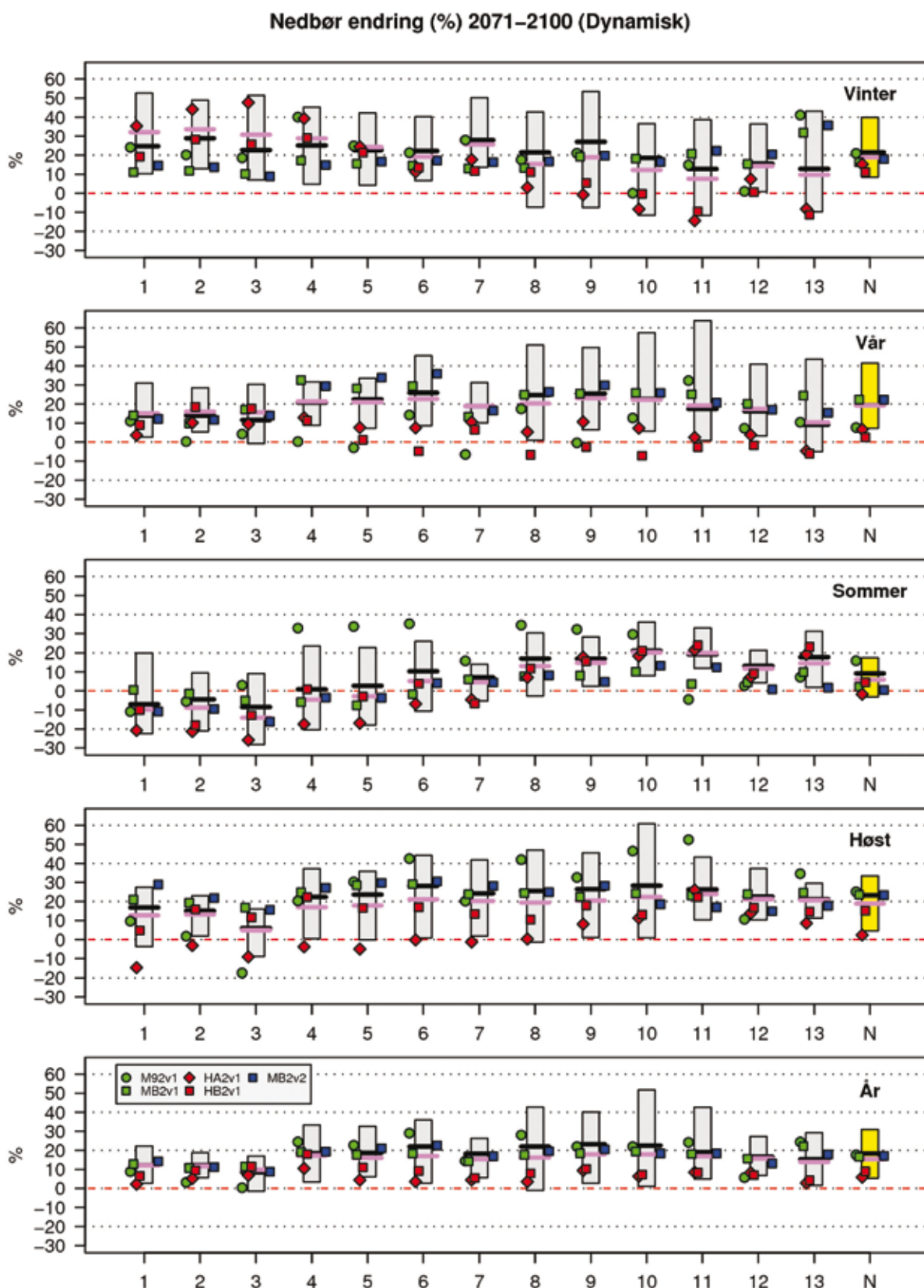


Figur 5.2.8

Kart over endring i fyringsgraddager fra perioden 1961–90 til 2021–50 ifølge eksempelframskrivning M92 (øverst, venstre), og fra 1961–90 til 2071–2100 ifølge HA2 (øverst, høyre), B2 (nederst, venstre) og HB2 (nederst, høyre).

Den konservative framskrivningen M92 gir økning i vekstsesongen på inntil en måned i mesteparten av landet fram mot 2050. Fram mot slutten av århundret gir alle eksempelframskrivningene store områder med økning på mellom en og to måneder.

Figur 5.2.7 viser lengde og endring relativt til 1961–90 for HA2 og HB2. HA2 viser betydelige områder med økning på to til tre måneder, og visse områder med over tre måneders økning. HA2 er den framskrivningen som på årsbasis ligger nærmest M-framskrivningen når det gjelder temperaturøkning. Den ligger imidlertid nærmere H-framskrivningen om høsten (se figur 5.2.3), og det er om høsten vekstsesongen slutter de fleste steder. HB2 kan nok derfor være mer representativ for M-framskrivningen når det gjelder vekstseson-

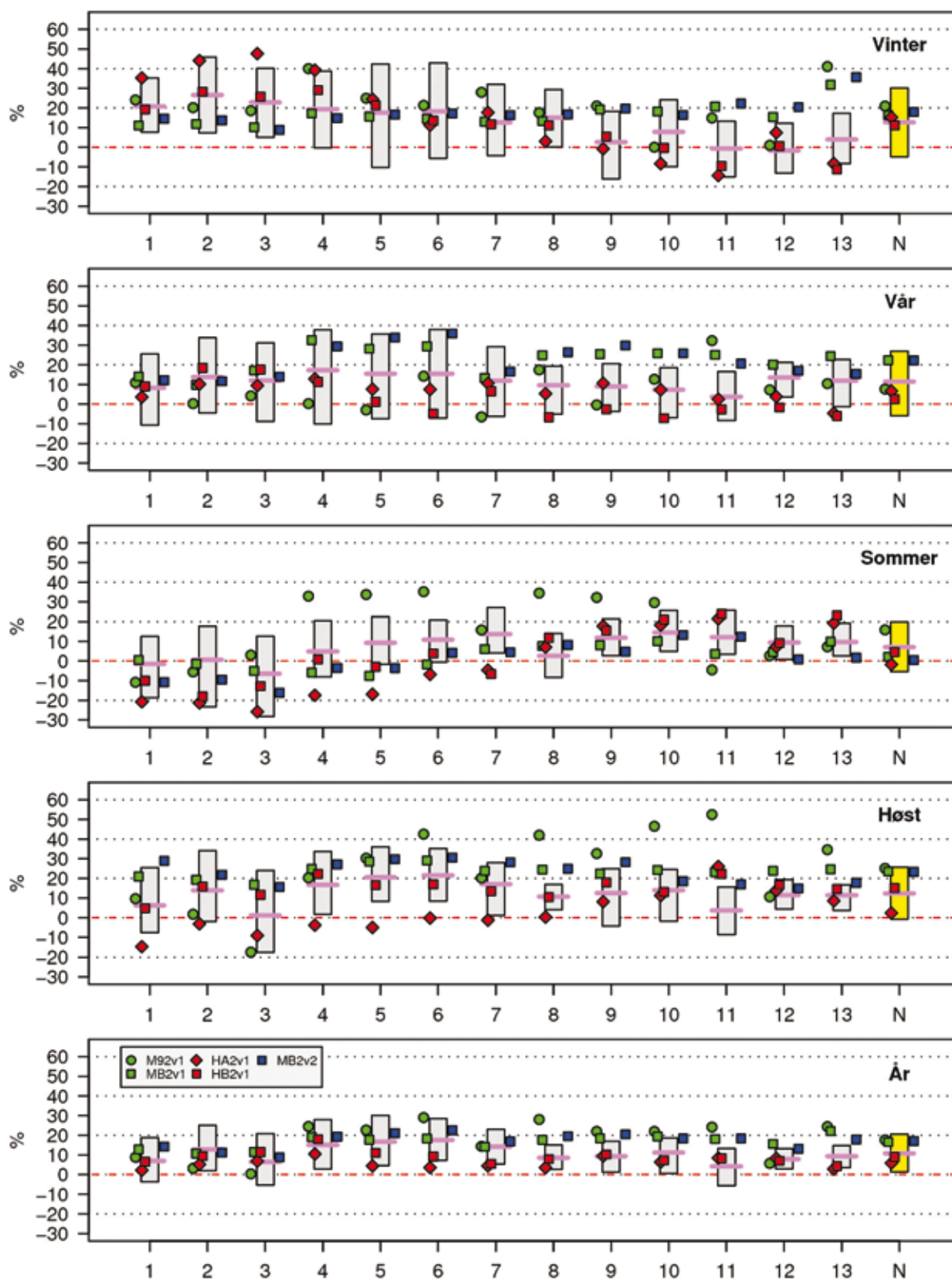


Figur 5.2.9

Beregnet nedbørendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for dynamisk ensemble. Nummer 1–13 langs x-aksen refererer til nedbør-regionene (se figur 3.1.7), mens N gir verdier for hele Norge. Endringen er beregnet fra perioden 1961–90 til 2071–2100. Svart og rosa linjer viser

middelverdi for ensemblets 22 medlemmer med og uten vekting der det tas hensyn til at simuleringene ikke er uavhengige. De grå søylene viser spennet mellom 10-prosentilen og 90-prosentilen. Punktene viser resultater for eksempelframskrivningene som er brukt i denne rapporten.

Nedbør endring (%) 2071–2100 (Empirisk)



Figur 5.2.10

Beregnet nedbørendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for statistisk ensemble. Nummer 1–13 langs x-aksen refererer til nedbør-regionene (se figur 3.1.7), mens N gir verdier for hele Norge. Endringen er beregnet fra perioden

1961–90 til 2071–2100. Rosa linjer viser mid-verdi for ensembles 50 medlemmer. De grå søylene viser spennet mellom 10-prosentilen og 90-prosentilen. Punktene viser resultater for eksempelframskrivningene som er brukt i denne rapporten.

gens lengde, mens HA2 ligger litt mellom M og H.

5.2.5 Fyringsgraddager

Definisjonen av fyringsgraddager og «normalkart» over dette er gitt i kapittel 2. Antall fyringsgraddager kan sees som et mål for energibehov til oppvarming. Figur 5.2.8 viser beregnet endring i fyringsgraddager fram til midten av århundret ifølge eksempelframskrivningen M92, og mot slutten av århundret ifølge HA2, HB2 og MB2. Allerede fram mot 2050 ser antall fyringsgraddager ut til å avta med inntil 750 over store deler av landet, og

med over 1000 enkelte steder. Mot slutten av århundret er det ifølge eksempelframskrivningene enkelte kystnære områder som har en graddagsreduksjon på mer enn 1500.

5.2.6 Middelnedbør

Nedbørframskrivningene i de dynamiske og statistiske ensemblene som ble beskrevet i begynnelsen av avsnitt 5.2.1, er beregnet på års- og sesongbasis for regionene i figur 3.1.7. Middelverdi, 10-prosentil, og 90-prosentil for nedbørendringer fra 1961–90 til 2071–2100 er vist i figur 5.2.9 (dynamisk ensemble) og figur 5.2.10 (statistisk ensemble).

Tabell 5.2.4

Relativ forandring (%) i års- og årstidsnedbør i Norge og i regioner fra perioden 1961–90 til perioden 2071–2100 ifølge middels (M), høy (H) og lav (L) framskrivning.

Region	Sesong	1961–90 til 2021–50: Endring (%) i nedbørsum			1961–90 til 2071–00: Endring (%) i nedbørsum		
		M	L	H	M	L	H
Norge	År	9,6	2,4	14,0	18,3	5,4	30,9
	Vinter DJF	11,1	3,8	18,4	21,4	8,5	39,9
	Vår MAM	10,0	3,7	20,0	19,4	7,2	41,5
	Sommer JJA	5,0	–1,6	9,7	9,2	–3,2	17,4
	Høst SON	12,2	2,1	16,1	23,3	4,6	33,4
	År	6,7	1,5	12,1	12,2	2,7	22,2
NR-1 Østfold	Vinter DJF	13,5	5,6	28,7	24,7	10,2	52,6
	Vår MAM	7,6	1,4	16,9	14,0	2,6	31,0
	Sommer JJA	–3,8	12,2	10,9	–7,0	–22,4	19,9
	Høst SON	9,2	–2,0	15,0	16,8	–3,7	27,5
	År	6,7	3,1	10,3	12,2	5,6	18,8
	Vinter DJF	15,8	7,0	26,6	28,9	12,9	48,8
NR-2 Østlandet	Vår MAM	7,6	2,9	15,5	14,0	5,4	28,5
	Sommer JJA	–2,4	–11,5	5,1	–4,4	–21,0	9,4
	Høst SON	8,2	1,0	12,5	15,1	1,8	22,9
	År	4,6	–0,8	9,3	8,5	–1,5	17,0
	Vinter DJF	12,4	3,8	28,0	22,7	7,0	51,4
	Vår MAM	6,3	–0,4	16,6	11,6	–0,8	30,4
NR-3 Sørlandet	Sommer JJA	–4,6	–15,4	5,0	–8,5	–28,2	9,2
	Høst SON	3,3	–4,8	8,7	6,0	–8,8	16,0
	År	10,1	1,8	18,2	18,6	3,3	33,3
	Vinter DJF	13,7	2,6	24,7	25,1	4,7	45,2
	Vår MAM	11,3	4,8	17,2	20,8	8,8	31,6
	Sommer JJA	0,4	–11,2	12,8	0,8	–20,5	23,5
NR-4 Sørvestlandet	Høst SON	12,2	0,3	20,3	22,4	0,5	37,2
	År	10,2	3,3	17,8	18,7	6,1	32,6
	Vinter DJF	12,4	2,3	23,0	22,7	4,2	42,2
	Vår MAM	12,3	3,9	18,3	22,5	7,2	33,6
	Sommer JJA	1,5	–9,8	12,4	2,7	–18,0	22,7
	Høst SON	12,9	–0,1	19,6	23,6	–0,1	35,9
NR-5 Sunnhordland og Ryfylke	År	12,0	1,5	19,6	22,0	2,7	36,0
	Vinter DJF	12,1	3,6	21,9	22,2	6,6	40,2
	Vår MAM	14,1	4,7	24,8	25,9	8,6	45,4
	Sommer JJA	5,6	–5,8	14,2	10,3	–10,6	26,0
	Høst SON	15,4	0,4	24,1	28,2	0,8	44,2
	År	12,0	1,5	19,6	22,0	2,7	36,0
NR-6 Sogn og Fjordane og Nordhordland	Vinter DJF	12,1	3,6	21,9	22,2	6,6	40,2
	Vår MAM	14,1	4,7	24,8	25,9	8,6	45,4
	Sommer JJA	5,6	–5,8	14,2	10,3	–10,6	26,0
	Høst SON	15,4	0,4	24,1	28,2	0,8	44,2
	År	12,0	1,5	19,6	22,0	2,7	36,0
	Vinter DJF	12,1	3,6	21,9	22,2	6,6	40,2

NR-7 Dovre/ Nord- Østerdal	År	9,9	3,1	14,3	18,2	5,6	26,3
	Vinter DJF	15,3	7,4	27,4	28,0	13,6	50,2
	Vår MAM	10,3	5,5	17,1	18,9	10,1	31,3
	Sommer JJA	3,9	-2,8	7,6	7,1	-5,2	14,0
	Høst SON	13,3	1,0	22,8	24,3	1,8	41,8
NR-8 Møre og Romsdal	År	12,0	-0,5	23,3	22,0	-1,0	42,7
	Vinter DJF	11,7	-4,0	23,3	21,4	-7,3	42,7
	Vår MAM	13,5	0,5	27,8	24,7	0,9	51,0
	Sommer JJA	9,3	-1,4	16,6	17,0	-2,6	30,4
	Høst SON	13,9	-0,8	25,7	25,5	-1,4	47,1
NR-9 Inntrøndelag	År	12,7	1,5	21,9	23,2	2,7	40,1
	Vinter DJF	14,7	-4,1	29,1	27,0	-7,5	53,4
	Vår MAM	13,9	3,5	27,1	25,5	6,4	49,6
	Sommer JJA	9,2	1,3	15,4	16,9	2,4	28,3
	Høst SON	14,5	0,5	24,9	26,5	1,0	45,6
NR-10 Trøndelag/ Helgeland	År	12,3	0,6	28,3	22,5	1,1	51,8
	Vinter DJF	10,1	-6,3	19,9	18,6	-11,6	36,5
	Vår MAM	12,3	3,1	31,3	22,6	5,7	57,4
	Sommer JJA	11,5	4,4	19,7	21,1	8,0	36,1
	Høst SON	15,4	0,5	33,2	28,3	0,9	60,8
NR-11 Hålogaland	År	10,4	2,7	23,2	19,0	4,9	42,6
	Vinter DJF	6,9	-6,4	21,1	12,7	-11,7	38,6
	Vår MAM	9,5	0,4	34,7	17,4	0,7	63,7
	Sommer JJA	10,5	6,5	18,0	19,2	11,9	33,0
	Høst SON	14,3	5,6	23,6	26,3	10,3	43,3
NR-12 Finnmarksvidda	År	9,1	3,7	14,9	16,6	6,8	27,3
	Vinter DJF	8,5	0,4	19,8	15,6	0,8	36,3
	Vår MAM	8,8	1,7	22,3	16,2	3,2	40,9
	Sommer JJA	7,2	2,3	11,6	13,2	4,3	21,3
	Høst SON	12,3	5,6	20,3	22,6	10,3	37,3
NR-13 Varanger	År	8,3	0,9	15,9	15,3	1,6	29,2
	Vinter DJF	7,0	-5,3	23,5	12,8	-9,7	43,1
	Vår MAM	5,0	-2,7	23,8	9,1	-5,0	43,6
	Sommer JJA	9,7	1,0	17,0	17,8	1,9	31,2
	Høst SON	11,6	6,1	16,1	21,2	11,2	29,6

På årsbasis er middelverdien for begge ensemblene økende i alle regioner. Dette gjelder også alle sesongmiddelverdiene, bortsett fra sommeren i de tre østlandsregionene NR1–NR3, der begge ensemblene i snitt gir enten nedbørreduksjon eller ingen endring, og vinteren i et par regioner i Nord-Norge, der det statistiske ensemblet gir ubetydelige endringer.

I Sør-Norge er det er god overensstemmelse mellom resultatene fra de to ensemblene. Dette øker tilliten til resultatene, da de er framkommet ved svært ulike metoder. I Midt- og Nord-Norge er forskjellene større. Det statistiske ensemblet gir systematisk mindre variabilitet, noe som tyder på at de statistiske modellene som er benyttet her, fungerer dårligere i disse områdene. Av denne grunn har

vi størst tillit til resultatene fra det dynamiske ensemblet. Det er derfor det som har blitt benyttet til å definere «høy» (H), «middels» (M) og «lav» (L) nedbørframskrivning. H tilsvarer 90-prosentilen, M er middelverdiene og L er 10-prosentilen.

Resultatene er vist i tabell 5.2.4. Både endringer fra 1961–90 til 2021–50, og fra 1961–90 til 2071–2100 er vist. Merk at selv om betegnelsene L, M og H benyttes både for nedbør og temperatur, er det på ingen måte gitt at en spesifikk framskrivning som ligger nær H for temperatur, vil gjøre det også for nedbør!

Ut fra de beregnede endringene i årsnedbør i M-framskrivningen er det beregnet en lineær trend fra 1961–90 til 2071–2100. Denne er i tabell 5.2.5 sammenlignet med tilsvarende trender beregnet på grunnlag av observasjo-

Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Norge
Obs 1900–2008	2,1	1,3	0,9	2,0	2,0	2,0	1,6	1,8	1,5	1,8	1,9	1,7	0,0	1,7
Obs 1961–90 til 1979–2008	2,4	2,2	2,5	4,5	3,7	3,3	2,7	3,2	2,5	2,4	2,6	3,9	2,2	2,9
M-framskrivning	1,1	1,1	0,8	1,7	1,7	2,0	1,7	2,0	2,1	2,0	1,7	1,5	1,4	1,7

Tabell 5.2.5

Beregnete trender (% av «normal» per tiår) i årsnedbør for forskjellige regioner basert på verdier i tabell 3.1.2, 4.5.1 og 5.2.4.

ner fra 1900 fram til 2008. M-framskrivningen gir trender som er sammenlignbare med langtidstrendene gjennom forrige århundre. Sammenligner vi derimot med endringene fra normalperioden 1961–90 fram til i dag, finner vi at trendene i den perioden dels var mye større enn M-framskrivningen angir. Det kan bety at M-framskrivningen er for konservativ.

På den annen side vet vi at den sterke nedbørøkningen de siste tiårene delvis har sammenheng med variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon som godt kan være knyttet til naturlig klimavariasjon. Det er likevel lite sannsynlig at slike endringer forklarer hele den observerte nedbørøkningen (Benestad og Hanssen-Bauer, 2009). Vi konkluderer med at data fra de senere årene ikke står i motstrid til M-framskrivningen for temperatur, men at det er mulig M-framskrivningen for nedbør er for konservativ.

Figur 5.2.11 viser lineære trender tilsvarende H, M og L nedbørframskrivning for

Norge, sammen med observert nedbørutvikling fra år 1900 fram til 2008. Eksempelframskrivningene som er brukt i hydrologisk modellering, er lagt inn i figuren. Tilsvarende figurer er beregnet for alle nedbørregioner og er tilgjengelige over internett (www.klimatilpasning.no). Figur 5.2.12 og 5.2.13 viser eksempler fra nedbørregion 2 (Østlandet), 6 (Sogn), 11 (Hålogaland) og 12 (Finnmarksvidda).

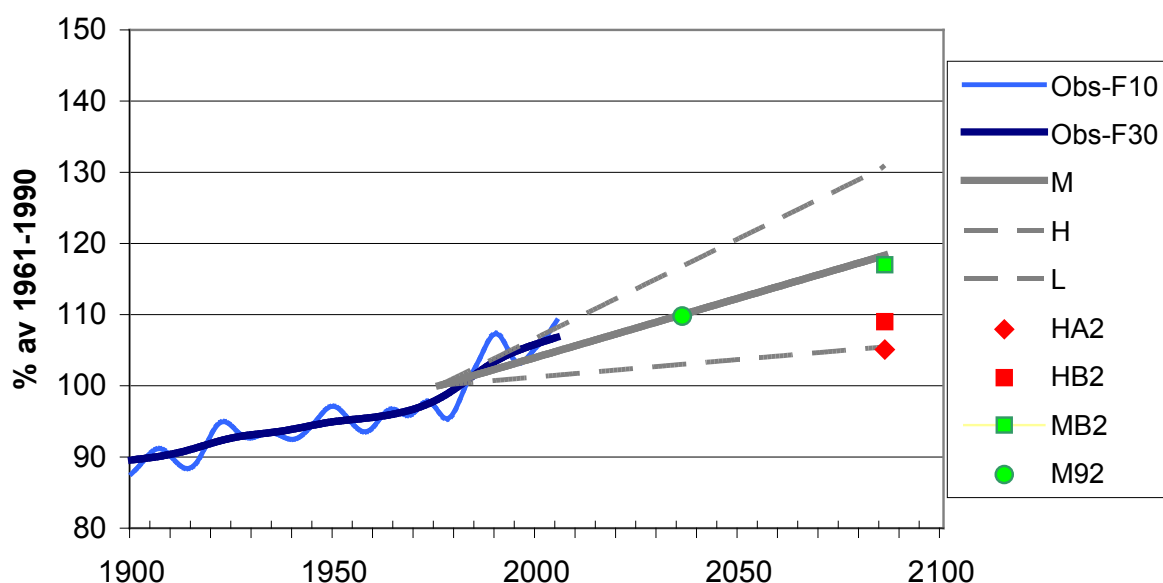
Figur 5.2.11 viser at eksemplframskrivningene MB2 og M92 ligger nær den midlere nedbørframskrivningen M for Norge på års-

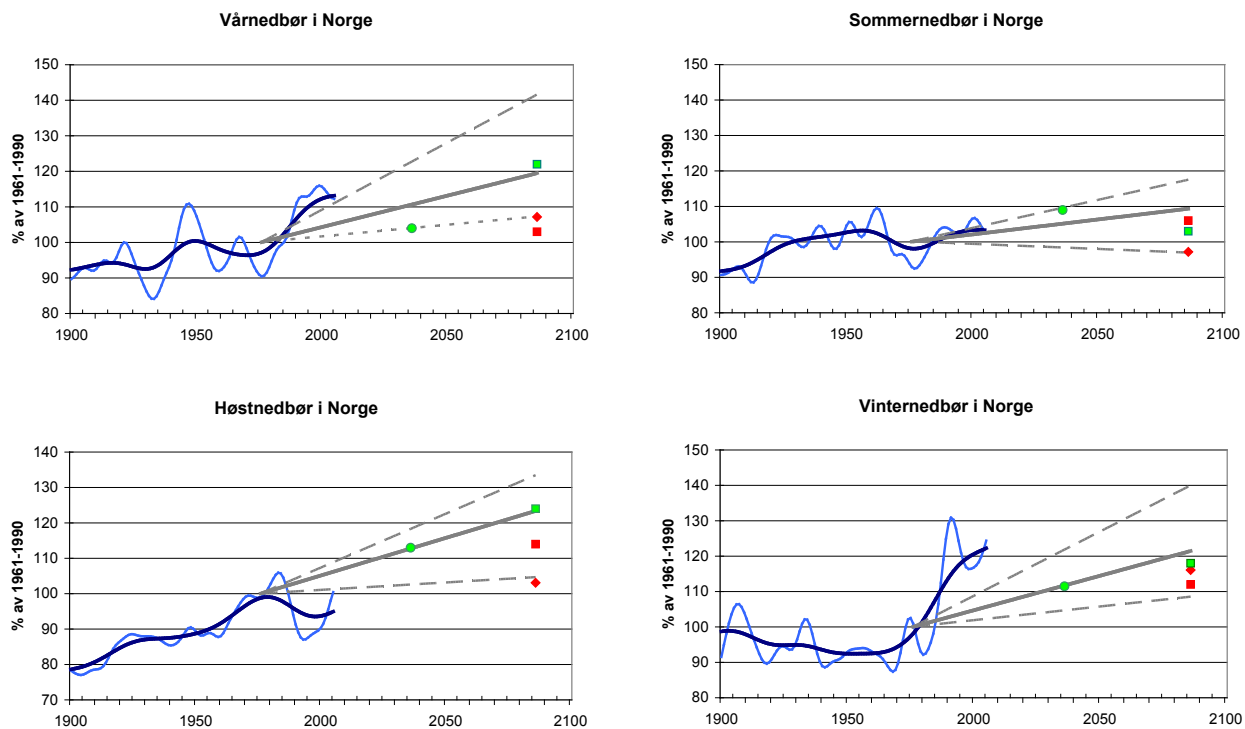
Figur 5.2.11

Observert nedbørutvikling i Norge gjennom det 20. århundret, og beregnede framskrivninger for det 21. århundret. Verdiene er gitt i prosent av observert middelnedbør i perioden 1961–90. Observert nedbørutvikling er glattet, og viser variasjoner på 10-års (lys blå) og 30-års (mørk blå) tidsskala. Framskrivningene (grå linjer) er vist som beregnet gjennomsnittlig trend. Høy og lav framskrivning er stiplet, mens middels framskrivning er heltrukken. Eksempelframskrivninger er avmerket som punkter.

Figuren fortsetter på neste side med tilsvarende grafer for sesonger.

Årsnedbør i Norge





Figur 5.2.11 fortsetter.
Se forklaring på forrige side.

basis. M92, som gjelder fram til midten av århundret, viser imidlertid relativt stor nedbørøkning i vestlige regioner, både i nord og sør, mens den i østlige regioner ligger nærmere L-framskrivningen. Dette skyldes mye endringene i høstnedbør. MB2, som gjelder fram mot slutten av århundret, ligger nokså nær M-framskrivningen i alle landsdeler og årstider, bortsett fra at den ligger nærmere L-framskrivningen når det gjelder vinternedbør på Østlandet og sommernedbør i vest og nord. HA2 og HB2 ligger i årsgjennomsnitt for landet nær L-framskrivningen.

I nord er det særlig vinter og vår som viser liten nedbørøkning, eller til og med redusert nedbør. I sør viser særlig HA2 redusert sommernedbør og liten endring om høsten. HA2 ligger likevel nær H-framskrivningen når det gjelder vinternedbør på Østlandet, Sørlandet og Sørvestlandet.

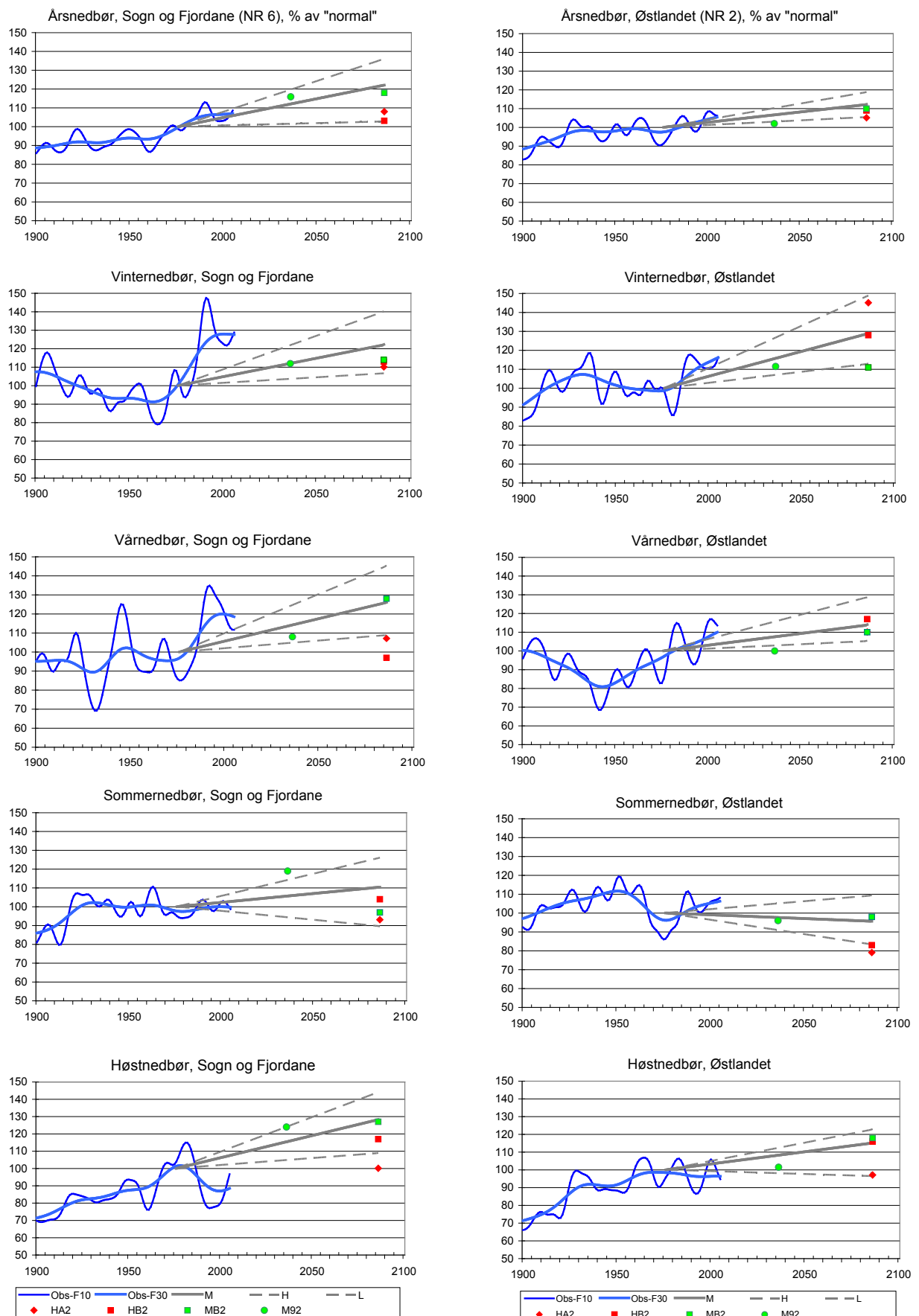
De store forskjellene mellom HA2 og MB2 vises klart i endringskartene i figur 5.2.14 og 5.2.15. Forskjellene skyldes i stor grad ulikheter mellom de to framskrivningene når det gjelder endringer i atmosfærisk sirkulasjon (se kapittel 2). Det er usikkert om – og eventuelt hvordan – økt drivhuseffekt vil påvirke atmosfærisk sirkulasjon, og muligheten må derfor holdes åpen for begge disse framskrivningene. Det er imidlertid klart MB2 som ligger nærmest M-framskrivningen.

På tross av store forskjeller mellom eksempelframskrivningene gir resultatene fra ensemblene grunnlag for følgende konklusjoner når det gjelder nedbørutviklingen i Norge gjennom det 21. århundret: Årsnedbøren vil antagelig øke overalt i landet. I gjennomsnitt over landet vil nedbøren høyst sannsynlig øke både høst, vinter og vår. Tilfeldige variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon kan føre til at nedbøren lokalt kan reduseres i perioder, men i det store og hele ventes nedbørøkning i alle disse årstidene. Om sommeren tilsier et flertall av framskrivningene at nedbøren vil avta på Øst- og Sørlandet. En del modeller gir også redusert sommernedbør på Sørvest- og Vestlandet, men i Nord-Norge vil sannsynligvis også sommernedbøren øke.

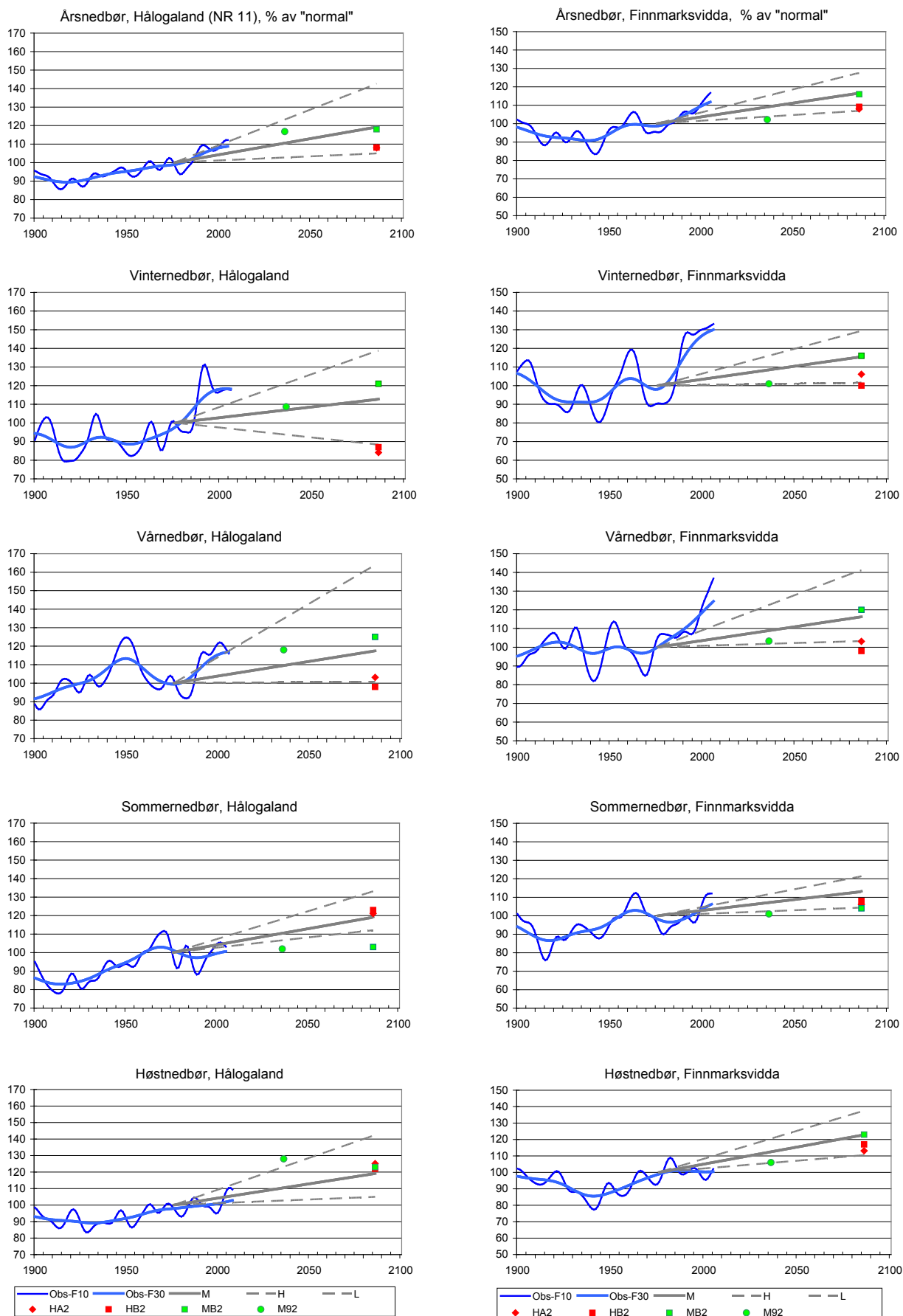
Resultater fra NorACIA-rapporten (Førland m.fl., 2009, side 39) tyder på at også nedbøren på Svalbard vil øke, og at den vil øke alle årstider. På årsbasis gir NorACIA prosjeksjonene en nedbørøkning på mellom 10 og 40 prosent på Svalbard.

5.2.7 Dager med høye nedbørverdier

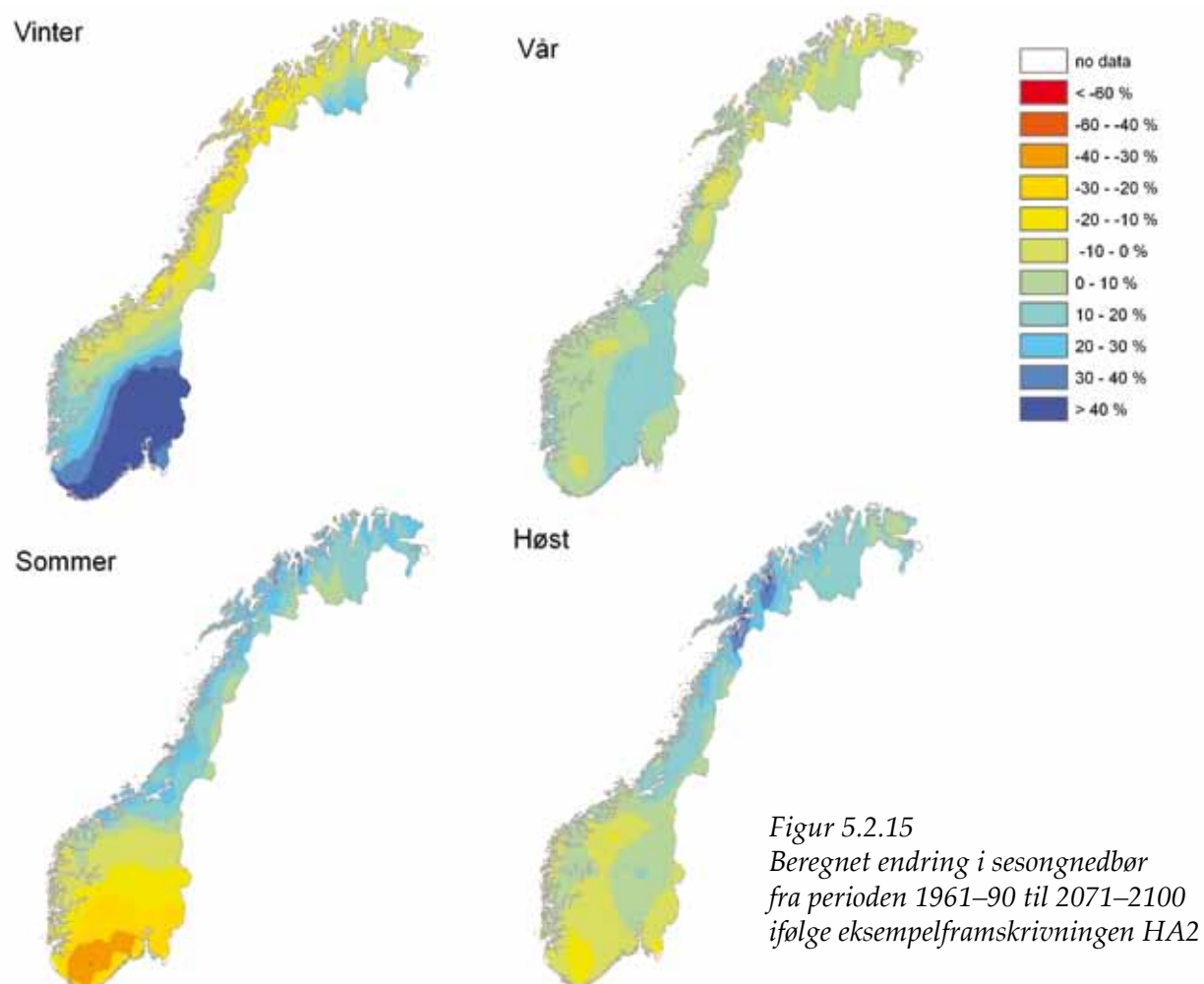
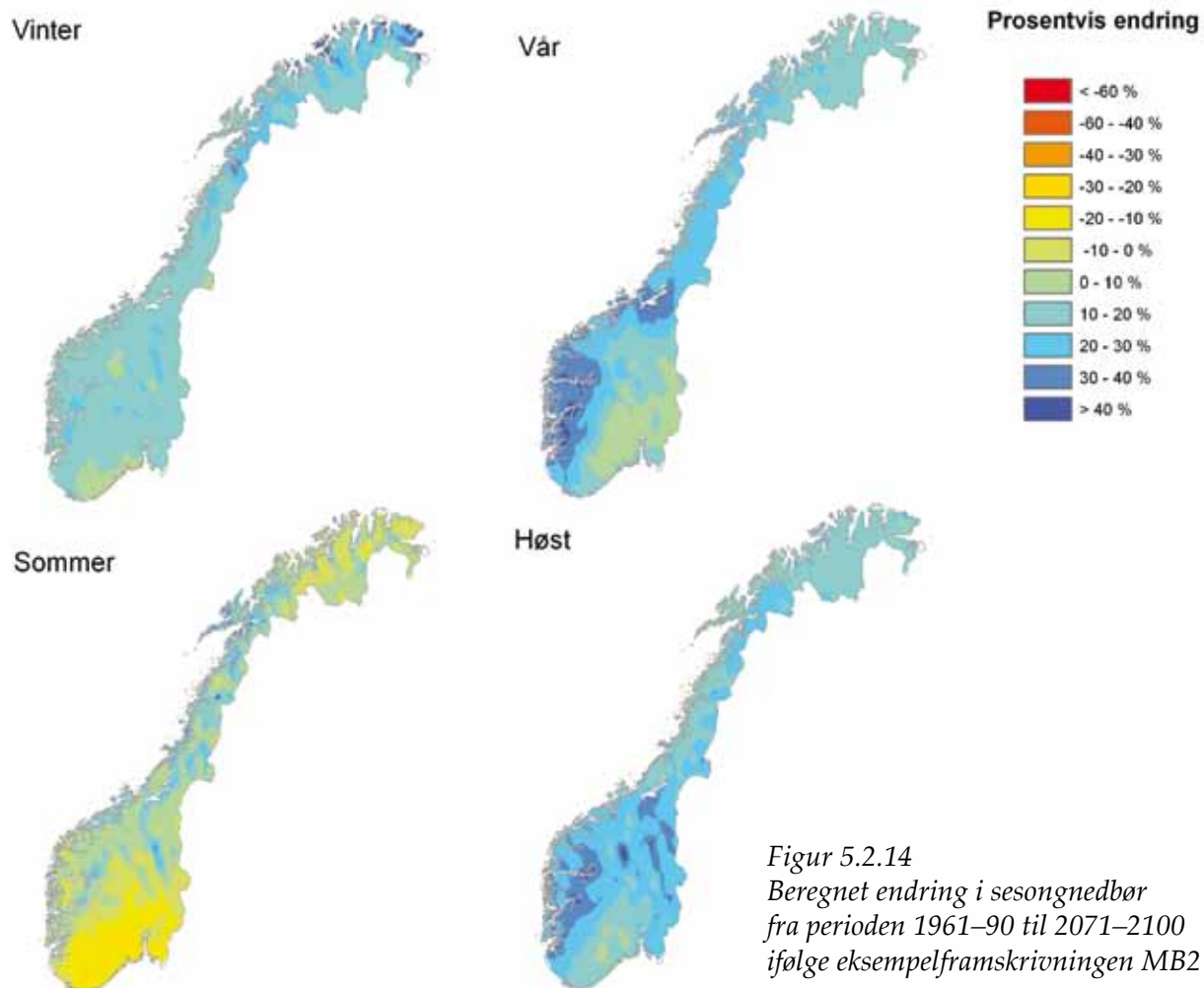
Nedbørframskrivningene i det dynamiske ensemblet har også blitt benyttet til å vurdere endringer i hyppighet av dager med høye nedbørverdier, samt nedbørmengdene på slike dager i forskjellige norske regioner. Sorteberg og Haugen (2009) gjennomførte to forskjellige analyser. De bestemte «0,5-prosentilen» for døgnnedbør for perioden 1961–90 (det vil si den døgnverdien som ble overskredet ca. to



Figur 5.2.12
Som figur 5.2.11, men her for nedbørregion 2 (høyre) og 6 (venstre)



Figur 5.2.13
Som figur 5.2.11, men for nedbørregion 11 (venstre) og 12 (høyre)



Tabell 5.2.6

Relativ forandring (%) i antall dager med mye nedbør, og relativ forandring (%) i nedbørmengden på dager med mye nedbør, fra perioden 1961–90 til perioden 2071–2100 ifølge middels (M), høy (H) og lav (L) framskrivning. «Dager med mye nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i normalperioden 1961–90 ble overskredet i 0,5 % av dagene. (Tabellen fortsetter på neste side.)

Region	Sesong	1961–90 til 2071–2100: Endring (%) i antall dager med mye nedbør			1961–90 til 2071–2100: Endring (%) i nedbørmengde på dager med mye nedbør		
		M	L	H	M	L	H
Norge	År	75,7	40,6	139,9	15,6	7,2	23,1
	Vinter DJF	126,5	80,0	250,9	16,5	1,9	32,3
	Vår MAM	88,3	41,6	193,1	15,5	5,9	29,1
	Sommer JJA	71,4	30,0	86,9	16,5	6,4	21,5
	Høst SON	110,3	55,9	192,5	17,5	9,7	26,4
NR-1 Østfold	År	83,5	45,3	120,8	18,5	9,0	26,2
	Vinter DJF	180,7	78,1	356,9	28,5	15,8	44,2
	Vår MAM	79,0	11,9	156,4	17,4	2,3	36,6
	Sommer JJA	39,3	–20,9	92,9	9,7	–3,7	31,4
	Høst SON	143,4	32,7	209,3	26,9	8,5	39,7
NR-2 Østlandet	År	65,4	34,8	94,8	14,4	8,0	19,0
	Vinter DJF	188,0	118,3	335,5	22,8	17,5	34,6
	Vår MAM	91,6	26,3	199,9	17,4	6,0	32,4
	Sommer JJA	44,9	6,1	81,0	10,8	0,2	20,4
	Høst SON	103,3	53,7	150,9	17	9,1	25,6
NR-3 Sørlandet	År	47,3	23,1	99,4	10,8	4,8	19,4
	Vinter DJF	125,2	47,5	245,4	18,3	9,5	37,2
	Vår MAM	56,4	–15,0	208,4	12,2	–3,0	44,6
	Sommer JJA	26,7	–37,2	90,6	9,0	–12,4	35,4
	Høst SON	38,7	3,1	90,8	6,3	–1,2	19,0
NR-4 Sørvestlandet	År	86,7	41,3	140,7	17,5	8,5	22,9
	Vinter DJF	104,1	16,0	272,7	17,3	0,5	27,2
	Vår MAM	71,5	4,7	216,4	11,8	–2,2	31,5
	Sommer JJA	39,5	–25,8	91,5	10,6	–7,7	25,9
	Høst SON	122,8	77,4	197,5	21,5	10,6	27,7
NR-5 Sunnhordland og Ryfylke	År	79,9	24,3	175,7	14,2	3,2	26,1
	Vinter DJF	89,8	24,9	204,9	11,9	–1,4	28,2
	Vår MAM	81,0	5,4	186,8	14,1	–0,4	31,4
	Sommer JJA	47,3	–5,8	93,5	10,8	–2,4	22,3
	Høst SON	117,2	36,3	231,9	18,5	5,3	34,3
NR-6 Sogn og Fjordane og Nordhordland	År	75,6	–5,7	180,5	13,1	–3,2	28,0
	Vinter DJF	77,3	–25,4	171,3	13,6	–7,6	27,2
	Vår MAM	88,9	2,7	196,5	13,5	–1,0	32,6
	Sommer JJA	72,7	–14,2	161,9	15,5	–5,3	30,0
	Høst SON	112,7	24,0	217,5	15,4	2,9	27,9
NR-7 Dovre/ Nord- Østerdal	År	86,6	38,5	135,8	21,2	9,5	30,2
	Vinter DJF	170,2	73,9	275,6	24,4	9,8	42,0
	Vår MAM	120,5	46,3	237,5	22,2	9,3	32,7
	Sommer JJA	94,6	29,7	129,1	25,5	8,0	37,3
	Høst SON	131,1	29,0	223,3	24,4	7,5	35,4

NR-8 Møre og Romsdal	År	70,2	7,1	201,1	13,8	0,6	31,0
	Vinter DJF	76,0	-38,9	176,5	13,4	-11,9	33,6
	Vår MAM	111,0	11,8	269	18	1,8	39,7
	Sommer JJA	78,6	6,9	132,1	18,2	0,4	30,3
	Høst SON	83,1	23,0	213,6	14,4	3,3	34,4
NR-9 Inntrøndelag	År	96,2	21,8	171,7	19,7	6,4	28,7
	Vinter DJF	117,2	-42,4	271,2	15,5	-14,2	38,6
	Vår MAM	132,4	35,0	241,2	20,8	5,6	33,2
	Sommer JJA	110,6	29,3	176,4	25,6	8,1	38,0
	Høst SON	128,8	29,5	230,1	21,4	7,6	35,5
NR-10 Trøndelag/ Helgeland	År	68,6	9,1	183,7	13,9	1,0	32,8
	Vinter DJF	86,5	-43,2	172,9	13,2	-13,6	33,5
	Vår MAM	65,1	7,5	184,6	11,1	1,3	33,0
	Sommer JJA	90,1	17,0	158,1	19,4	3,6	36,6
	Høst SON	92,7	5,7	310,1	13,9	1,1	38,8
NR-11 Hålogaland	År	85,6	36,4	134,1	17,1	7,6	23,0
	Vinter DJF	105,8	8,8	218,7	15,1	-3,1	29,1
	Vår MAM	82,1	16,1	177,4	14	0,1	28,3
	Sommer JJA	85,2	33,9	156,4	20,9	8,4	34,9
	Høst SON	124,1	63,2	176,4	19,3	9,3	26,9
NR-12 Finnmarksvidda	År	76,2	21,9	110	21,1	5,4	30,6
	Vinter DJF	126,6	35,8	280,1	22,3	7,5	37,9
	Vår MAM	94,0	15,6	166,8	21,7	4,4	38,9
	Sommer JJA	81,2	31,0	118,3	19,8	7,4	32,1
	Høst SON	124,3	40,1	184,7	25,2	10,1	38,5
NR-13 Varanger	År	103,9	32,5	150,9	25,8	8,3	34,8
	Vinter DJF	186,8	43,3	345,1	26,4	4,0	43,9
	Vår MAM	92,1	39,2	109,6	21,1	9,2	31,7
	Sommer JJA	82,7	-10,0	147,7	21,5	-4,6	43,4
	Høst SON	134,1	51,8	214,2	27,0	11,4	41,1

(Tabell 5.2.6 fortsatt)

ganger per år), og de så på hvor ofte denne ble overskredet i perioden 2071–2100. Prosentvis endring i forekomsten av slike overskridelser er gitt i venstre del av tabell 5.26. Både «middels», «høy» og «lav» framskrivning er angitt.

På lands- og årsbasis tilsier en middels framskrivning en økning i slike dager på 75 prosent. En økning i antall dager med store nedbørmengder samsvarer med resultatene til Haugen og Iversen (2008), som analyserte et ensemble med åtte framskrivninger. Tabell 5.2.6 viser at vinter og høst gir M-framskrivningen for Norge en dobling i antall dager med mye nedbør. Den gir generelt en økning i forekomsten av slike dager i alle regioner og årstider, selv sommerstid på Østlandet, der framskrivningene typisk gir reduksjon i gjennomsnittsnedbør.

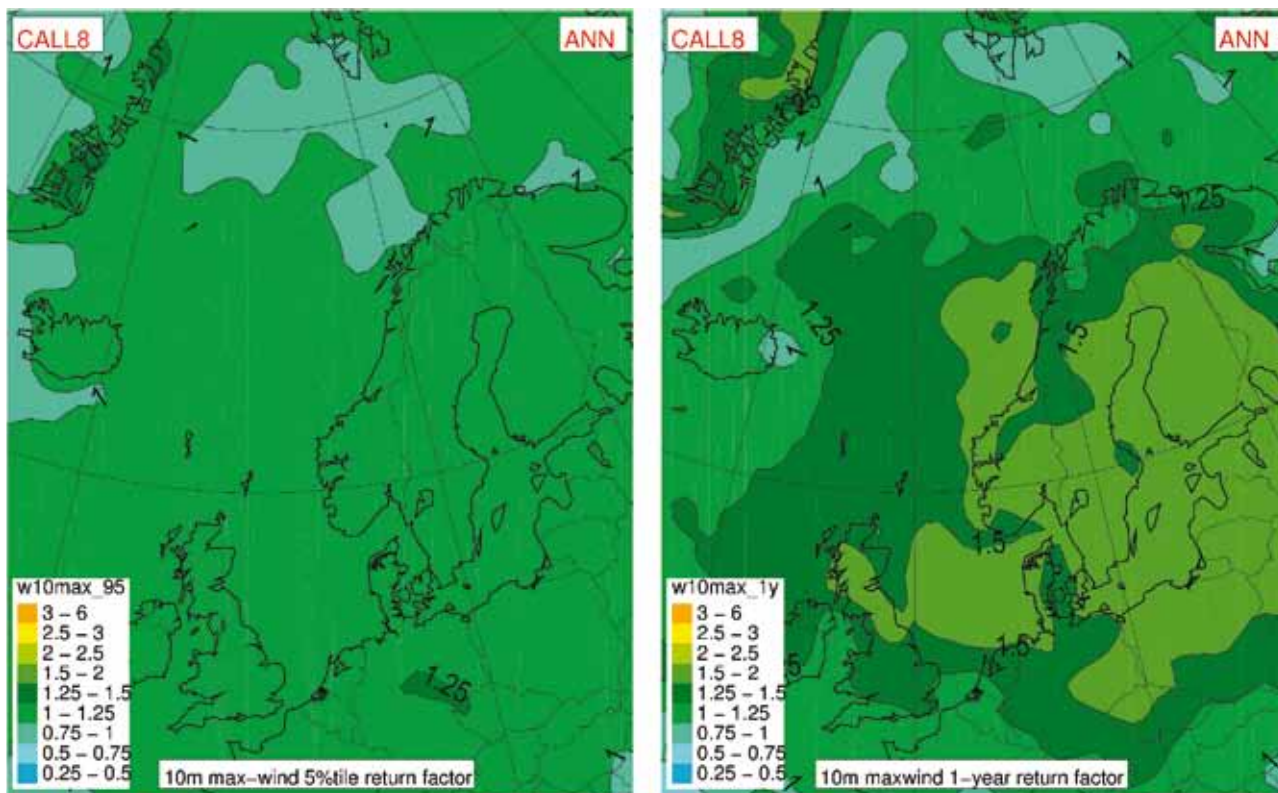
Sorteberg og Haugen (2009) undersøkte også endring i størrelsen på 0,5-prosentilen for døgnnedbør fra 1961–90 til 2071–2100.

Resultatene står i høyre del av 5.2.6. M-framskrivningen gir typisk økning på 10 til 25 prosent, og igjen ser vi at nedbørmengden på dager med mye nedbør har tendens til å øke, selv på Østlandet om sommeren, der de fleste framskrivningene gir redusert nedbørsum.

5.2.8 Vind

Det er ikke gjort analyser av vind basert på de ensemblene som i avsnittene før har blitt analysert med hensyn til temperatur og nedbør. Årsaken er dels at det ikke ser ut til å være klare signaler i klimamodellene når det gjelder vind i våre områder. I tillegg er vinden nær bakken i utgangspunktet ikke godt modellert i klimamodellene. For å få brukbare verdier for vind er det derfor nødvendig med justeringer i etterkant, noe som ikke har vært gjort i dette arbeidet.

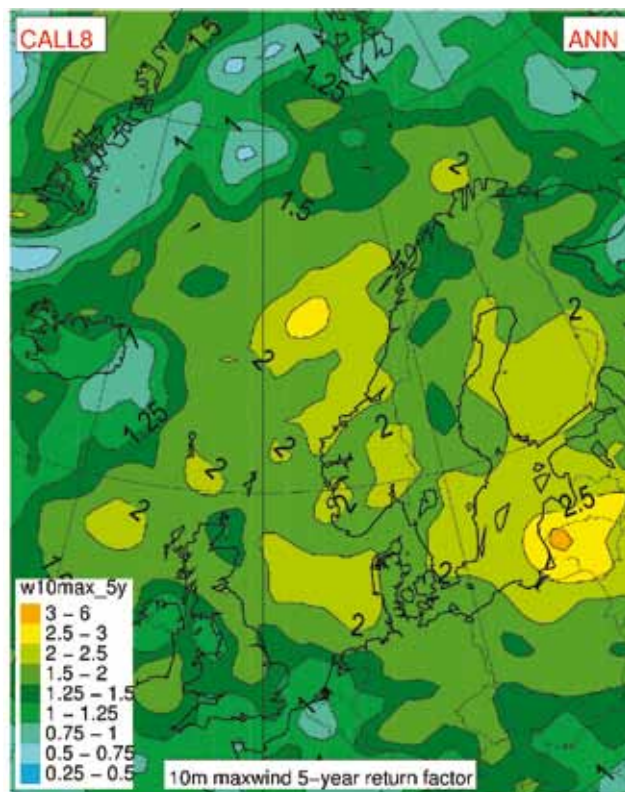
Haugen og Iversen (2008) analyserte imidlertid et ensemble med åtte framskriv-



Figur 5.2.16
Estimert returfaktor rundt år 2050 for døgnlign maksimal vindstyrke i 10 meters høyde. De tre kartene er beregnet fra ulike prosentiler i kontrollperioden (dagens klima). Øverst til venstre er kart beregnet ut fra 5-prosentilen, øverst til høyre prosentilen som tilsvarer 1 gang per år, og til høyre her prosentilen som tilsvarer en gang per femte år.

ninger med hensyn til blant annet vind. De så på endringer fram mot midten av århundret og konkluderte med at endringene i midlere vindforhold ifølge modellene blir små, men at endringene ser ut til bli større for høye vindhastigheter. Dette illustreres i figur 5.2.16, som viser at ensemblet fra Haugen og Iversen (2008) på 70 år gir små endringer i 5-prosentilen, men opp til en dobling i frekvensen av det som i normalperioden var femårsverdier.

I forbindelse med NorACIA-utredningen (Førland m.fl., 2009) ble det gjort en analyse av indiser for utvikling av polare lavtrykk. Det ble konkludert med at opptreden av polare lavtrykk langs kysten av Norge antagelig vil avta, fordi området med relativt høy sannsynlighet for polare lavtrykk flytter nordover ettersom sjøisgrensen flytter seg. Dette er i overensstemmelse med analyse av tretten klimaframskrivninger av Kolstad og Bracegridle (2008).



5.3 Framskrivninger av hydrologi / skred

5.3.1 Hva finnes av hydrologiske framskrivninger?

De første framskrivningene av framtidig vannføring i utvalgte norske vassdrag ble utarbeidet som et bidrag til den interdepartementale klimautredningen i 1990 (Sælthun m.fl., 1990). Etter dette har det vært og er flere prosjekter som inkluderer effekten av klimaendringer på hydrologi. Framskrivningene som beskrives i det følgende, er blant annet et resultat av prosjektene «Klimautvikling og kraftproduksjon» (Roald m.fl., 2002), «Klimaprediktabilitet på en skala fra 0 til 100 år» (Engen-Skaugen m.fl., 2005; Roald m.fl., 2006) og «Climate and Energy» (Fenger, 2007).

I prosjektet «Klimautvikling og kraftproduksjon» ble det utarbeidet framskrivninger av framtidig døgnvannføring for 42 norske nedbørfelt basert på nedskalerte døgnverdier for 55 meteorologiske stasjoner for perioden fra 2030 til 2049 med perioden 1980 til 1999 som kontrollperiode (Roald m.fl., 2002). Grunnlaget for de hydrologiske framskrivningene var resultater fra den globale klimamodellen ECHAM4 fra MaxPlanck-instituttet (MPI) drevet av utslippsscenario IS92a og nedskalert ved HIRHAM til gridstørrelse 50 x 50 km², med påfølgende statistisk basert justering av temperatur- og nedbørdata til de enkelte stasjonene (Engen-Skaugen, 2004). Dette tilsvarer «eksempelframskrivning M92» i figurene i kapittel 5.2.1.

De hydrologiske beregningene er delvis utført ved bruk av en tradisjonell HBV-modell for de utvalgte nedbørfeltene, og dels ved en gridbasert versjon av modellen som utfører beregningene for en gridstørrelse på 1 x 1 km². Resultatene fra den gridbaserte modellen kan vises på landsdekkende kart, både i form av separate kart over ulike hydrologiske variabler som avrenning, fordampning, snødekke og markvannsunderskudd for nåtidsklimaet og framskrivningen av framtidsklimaet og kart som viser endringen mellom de to periodene.

Det er også utarbeidet framskrivninger av framtidig døgnvannføring og andre hydro-

logiske variabler i 24 norske nedbørfelt for perioden 2071–2100 (Engen-Skaugen m.fl., 2005; Roald m.fl., 2006; Fenger, 2007). Som kontrollperiode ble perioden 1961–90 brukt. Klimaframskrivningene bygger på dynamisk nedskalerte data fra HadAm3H-modellen for utslippsscenario A2 og B2 og for ECHAM4 (MPI)-modellen basert på utslippsscenario B2. Nedskaleringen bygger på resultater fra RegClim med en forbedret statistisk justering av temperatur og nedbørdata til meteorologiske stasjoner. Dette tilsvarer «eksempelframskrivning HA2, HB2 og MB2» i figurene i kapittel 5.2.1. Den hydrologiske modellen arbeider med en gridstørrelse på 1 x 1 km². Resultatene foreligger også i form av endringskart (Beldring m.fl., 2006).

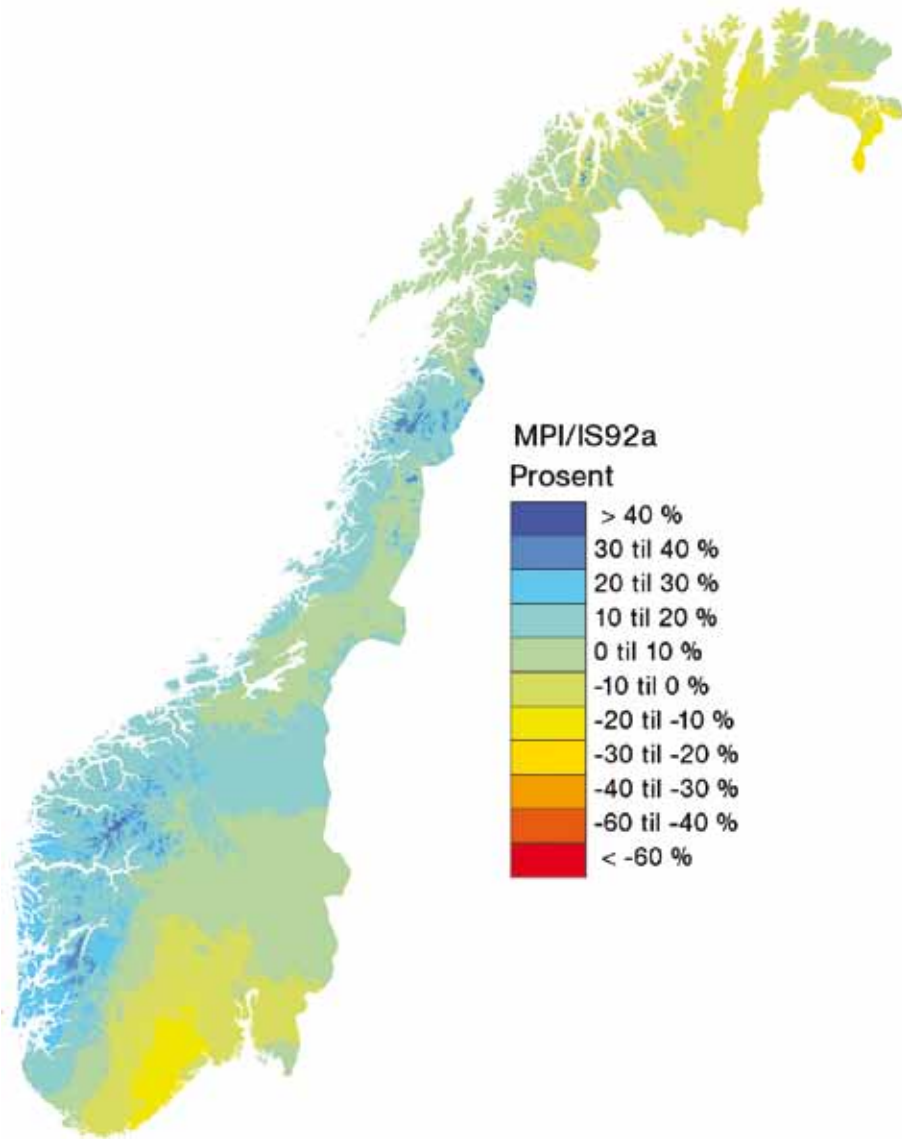
5.3.2 Endringer i års- og sesongavrenningen fram mot 2050

Figur 5.3.1 viser prosentvis endring i årsavrenningen fram til perioden 2030–49. Endringen i de fire årstidene er vist i figur 5.3.2.

Kartet viser at endringen i årlig middelvannføring vil variere fra 30 % til –20 % i brefrie nedbørfelt med klare regionale forskjeller. Avrenningen vil øke på Vestlandet, i fjellet mellom Østlandet og Trøndelag og langs kysten av Nordland med 20–30 prosent fra 1980–99 til 2030–49. Nedbørfelt med stor breandel vil få et økt årsavrenning på mer enn 40 prosent. På deler av Østlandet vil avrenningen øke med opp mot 10 prosent. På Sørlandet vil avrenningen avta lokalt opp til 20 prosent. Det vil også være en reduksjon i deler av Finnmark. Endringer i årsavrenningen innenfor ±10 % er så vidt lavt sammenliknet med variabiliteten mellom ulike 30-årsperioder at de i hovedsak må tilskrives naturlig variabilitet. Med unntak for brevassdrag er disse endringene i stor grad styrt av klimamodellenes nedbørøkning.

Hvilke regioner som får økt eller redusert avrenning, er sterkt avhengig av hvilke lavtrykksbaner som blir dominerende, jfr. figur 2.1.2. Kontroll- og framskrivningsperiode

Figur 5.3.1
Projisert endring i års-
avrenning fra 1980–99
til 2030–49 basert på
ECHAM4/IS92a.



er på bare tjue år. I kapittel 3.2 er det vist at perioder med våte og tørre år har en tendens til å komme i grupper. Basert på transiente simuleringer av avrenningen over en 70-års periode finner vi en tendens til en tilsvarende gruppering av tørre og våte år som i observerte data. Det kan påvises kortere perioder i en slik transient simulering med større endringer enn de som framgår av figur 5.3.1, men dette beror antagelig på at modellen har fanget opp typisk naturlig klimavariabilitet.

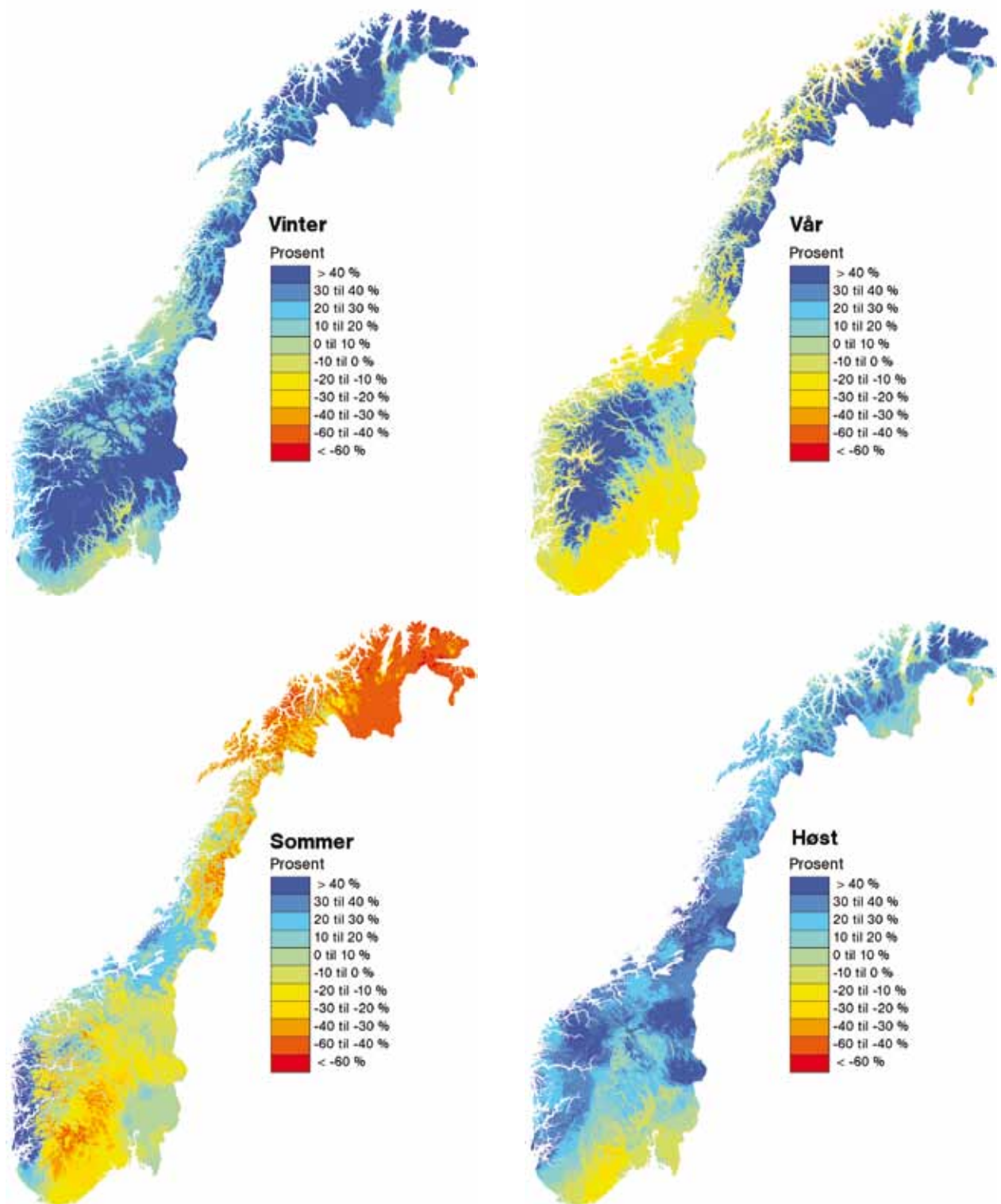
Endring i middelavrenningen for de fire årstidene er betydelig større enn for årsavrenningen som vist i figur 5.3.2. På landsbasis øker avrenningen i vintermånedene med 45 prosent. Vinteren blir våtere som følge av økt nedbør og høyere temperatur – og dermed flere mildvær med snøsmelting og nedbør i form av regn. Den prosentvise økningen er størst i fjellet, hvor økningen kan være opp til 200 prosent, men dette skyldes at avrenningen i kontrollperioden er svært lav. I lavtliggende

områder kan tidspunktet for vårflommen forskyves fra vårmånedene til vintermånedene.

I fjellet i Sør-Norge og i indre strøk fra Helgeland til Finnmark vil avrenningen i vårmånedene øke med over 40 prosent. Dette skyldes for en del at tidspunktet for vårflommen forskyves fra juni/juli og inn i vårmånedene. I lavlandet og i kystnære områder på Øst- og Sørlandet og i Midt-Norge vil avrenningen bli lavere, i hovedsak fordi vårflommen kommer tidligere; i indre strøk på Sørlandet beregnes reduksjon på opptil 30 prosent.

Sommeren vil få redusert avrenning i store deler av landet. De største endringene beregnes i Troms og Finnmark, der avrenningen kan avta så mye som 40 til 60 prosent. I Finnmark er snøsmeltingen konsentrert til en kortvarig periode i mai til juni. Den store reduksjonen i sommeravrenning i denne landsdelen og i fjellet, skyldes i hovedsak at snøsmeltingen kommer tidligere.

Det bli også reduksjon i vannføringen

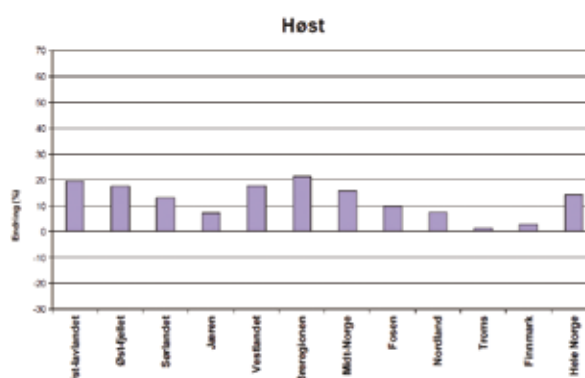
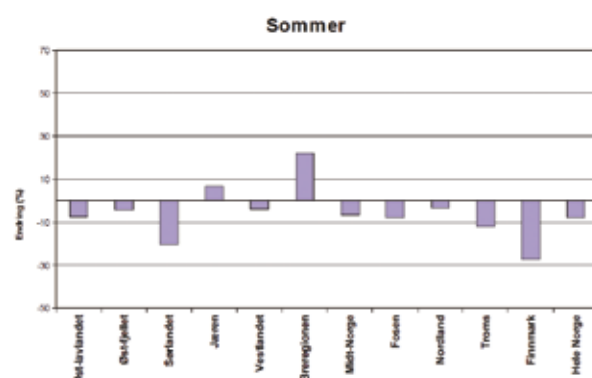
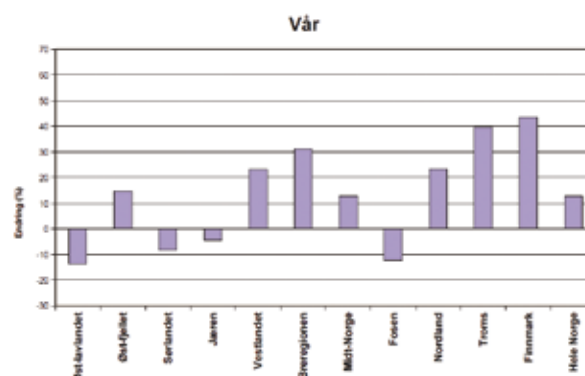
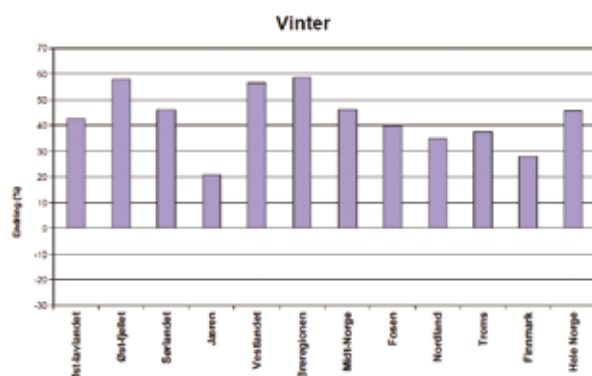
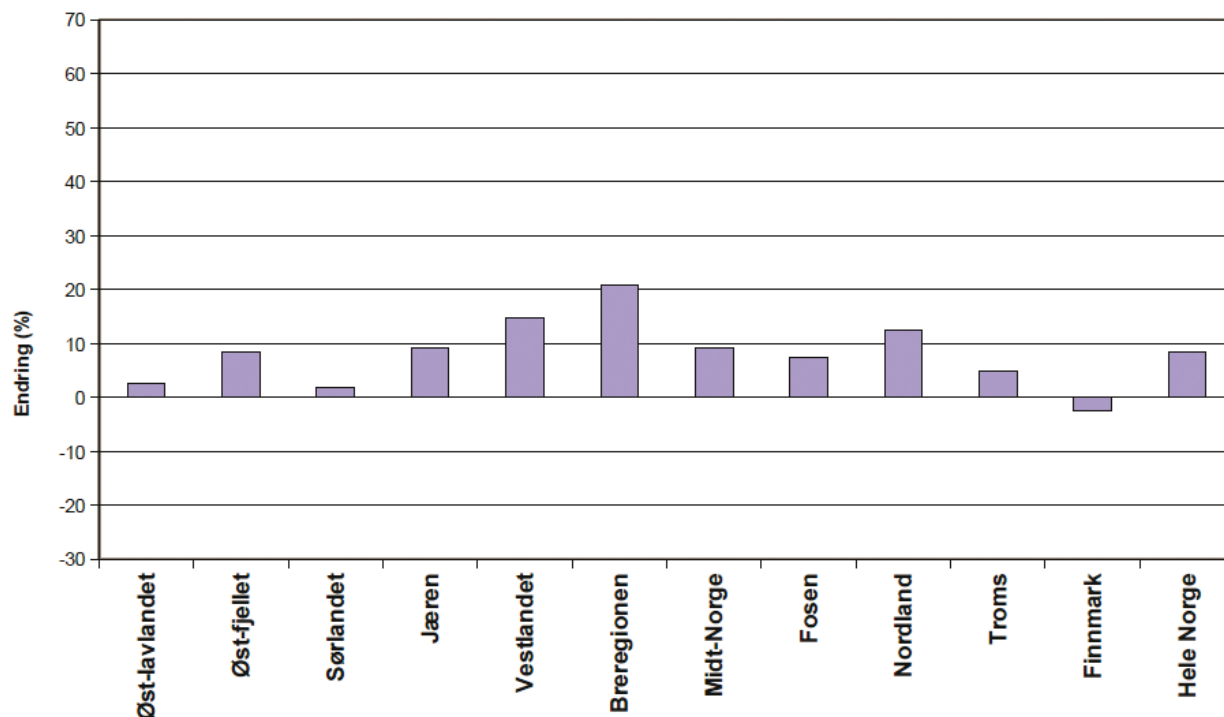


Figur 5.3.2
Projisert endring i avrenningen i de fire sesongene
fra 1980–99 til 2030–49 basert på ECHAM4/
IS92a

langs vannskillet mot Sverige i Nordland. I Sør-Norge blir det tørrere på Sørlandet og i vestlige deler av Østlandet opp mot vannskillet i Langfjellene. Avrenningen kan avta så mye som 40–60 prosent i enkelte områder i indre Aust-Agder og Telemark. Endringene skyldes delvis forskyvning av smelteperioden, men redusert sommernedbør og økt fordampning bidrar sterkt til reduksjonen i avrenningen. I ytre strøk på Vestlandet viser framskrivningen en økning i avrenningen på

opp mot 40 prosent. Avrenningen vil også øke med 20–40 prosent i Trøndelag, spesielt i området nord for Trondheimsfjorden, som følge av økt nedbør. Det vil også bli en økning på 10–20 prosent i avrenningen på deler av Østlandet. Brevassdrag vil også få økt vannføring om sommeren.

År



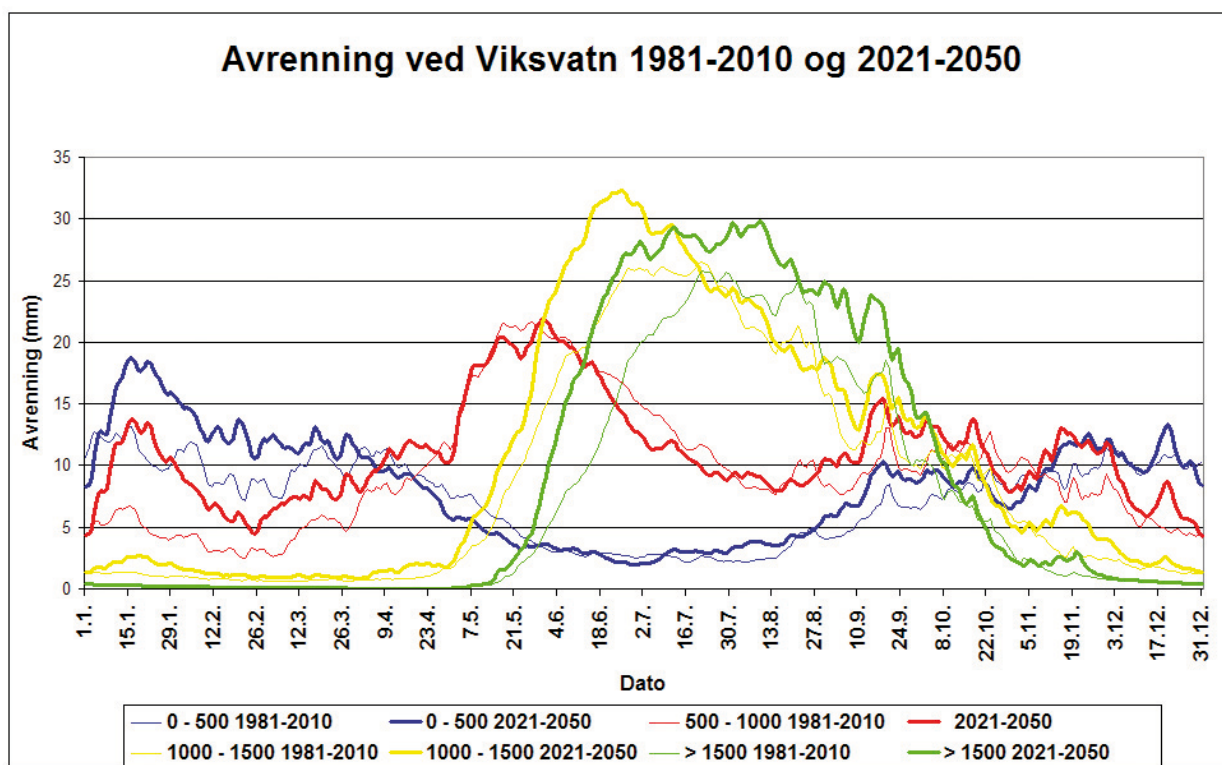
Figur 5.3.3

Projisert endring i middelvannføringen fra 1981–2010 til 2021–50 for utvalgte felt i Sør- og Nord-Norge.

Med unntak av et område nær kysten fra Sørlandet til Østfold vil avrenningen øke om høsten. Økningen er størst i indre strøk på Vestlandet, i Nord-Østerdalen, nær vannskillet mot øst i Nordland og i Troms/Finnmark – med en økning på over 40 prosent. For resten av Norge gir framskrivningen en økning på 10–20 prosent i avrenningen om høsten.

Resultatene beskrevet ovenfor bygger på sammenlikning av data fra to 20-års perioder. I en så kort periode har naturlig variabilitet i

klimaet større betydning enn følgene av økt drivhuseffekt. Selv om de påviste endringene viser seg å ha regionale mønster, må flere framskrivninger basert på ulike modeller legges til grunn for å trekke slutninger om framtidige hydrologiske forhold.



Figur 5.3.4
Sesongfordeling av avrenningen i kontrollperiode og scenarioperiode for fire høydesoner i feltet til Viksvatn i Gaular i Sunnfjord.

For perioden fram til 2050 har bare framskrivning basert på ECHAM4 (MPI) og utslippsscenario IS92a vært tilgjengelig. Det foreligger nå et nytt sett med hydrologiske dataserier for mer enn 100 nedbørfelt basert på samme klimamodell og utslippsscenario for en 30-års periode fra 2021 til 2050 med kontrollperiode fra 1981 til 2010. Simuleringene bygger på bruk av griddete data og en ny nedskalering. I figur 5.3.3 er det, basert på disse framskrivningene, vist prosentvise endringer i års- og sesongmidler for ulike distrikter i Norge.

For hele Norge øker årsavrenningen med ca. 8 prosent i følge denne framskrivningen. Det er rimelig konsistent med den nedbørøkningen M92-framskrivningen gir, men årstidsendringene er forskjellige for nedbør og avrenning. Om vinteren øker avrenningen med ca. 45 prosent, om våren med ca. 13 prosent, om sommeren avtar den med ca. 8 prosent, og om høsten øker den med ca. 14 prosent. Økningen i årsavrenningen er størst i brere regionen (ca 21 prosent), på Vestlandet og i Nordland. Avrenningen avtar i Finnmark og øker minimalt på Sørlandet og i lavlandet på Østlandet.

Om vinteren øker avrenningen i alle regioner, mest i brere regionen (58 %), i fjellet på Østlandet og på Vestlandet. På Jæren er økningen minst (18 %). Om våren øker avrenningen i felt med sein snøsmelteflom mest i Finnmark (43 %), i Troms og i brere regionen. Avrenningen avtar i lavtliggende regioner som lavlandet på Østlandet (14 %), Sørlandet, Fosen og Jæ-

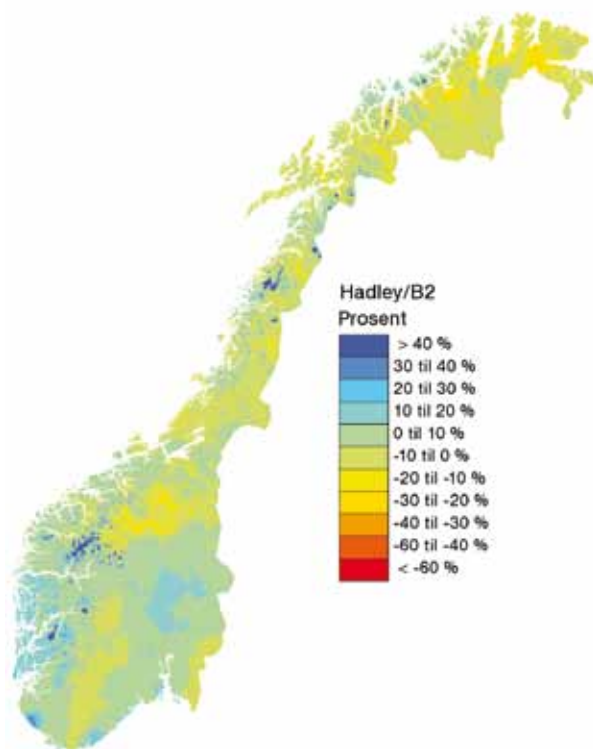
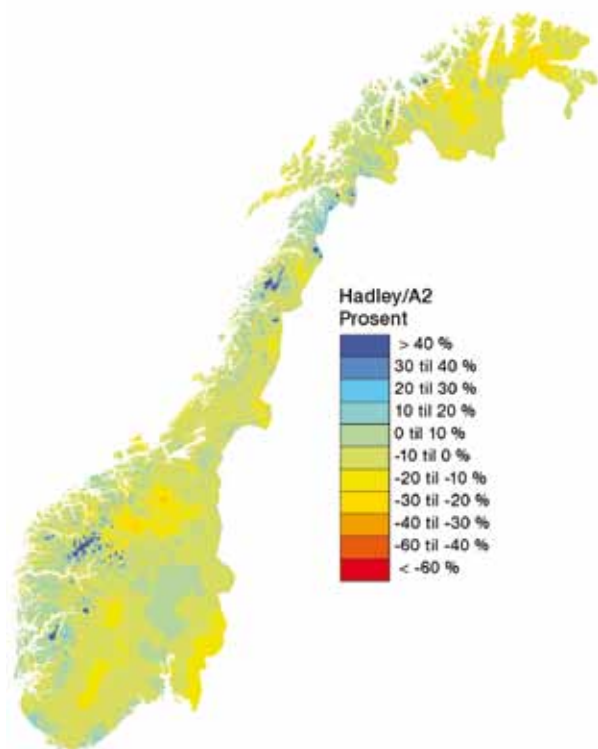
ren. Om sommeren øker avrenningen i brere regionen (22 %) og på Jæren og avtar i alle andre regioner, mest i Finnmark (27 %) og på Sørlandet. Om høsten er det økning i alle regioner, mest i brere regionen (21 %), lavlandet på Østlandet og Vestlandet og minst i Finnmark og Troms.

Den viktigste endringen som framgår av framskrivningene mot midten av århundret, er endringen i sesongfordelingen av avrenningen. Denne styres av utviklingen av snødekket og er i hovedsak styrt av temperaturen. De framskrevne endringene i sesongavrenningen, skyldes derfor temperatursignalet i langt større grad enn nedbørendringene.

Endringene er avhengig av nedbørfeltets høyde over havet. I figur 5.3.4 er det som et eksempel på dette vist endringer i sesongfordelingen i ulike høydesoner for et nedbørfelt på Vestlandet. I lavtliggende nivåer kan vårflommen mer eller mindre falle bort, mens den fortsatt vil være i høyere deler av vassdraget. Høstavrenningen vil også øke, mest i lavere og midlere nivåer.

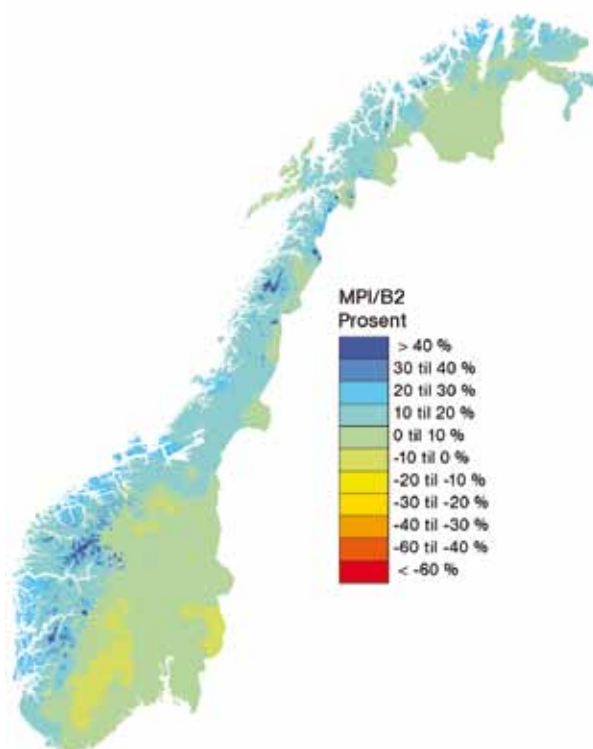
5.3.3 Endringer i års- og sesongavrenningen fram mot 2100

Basert på ECHAM4(MPI)-modellen med utslippsscenario B2 og HadAm3H-modellen

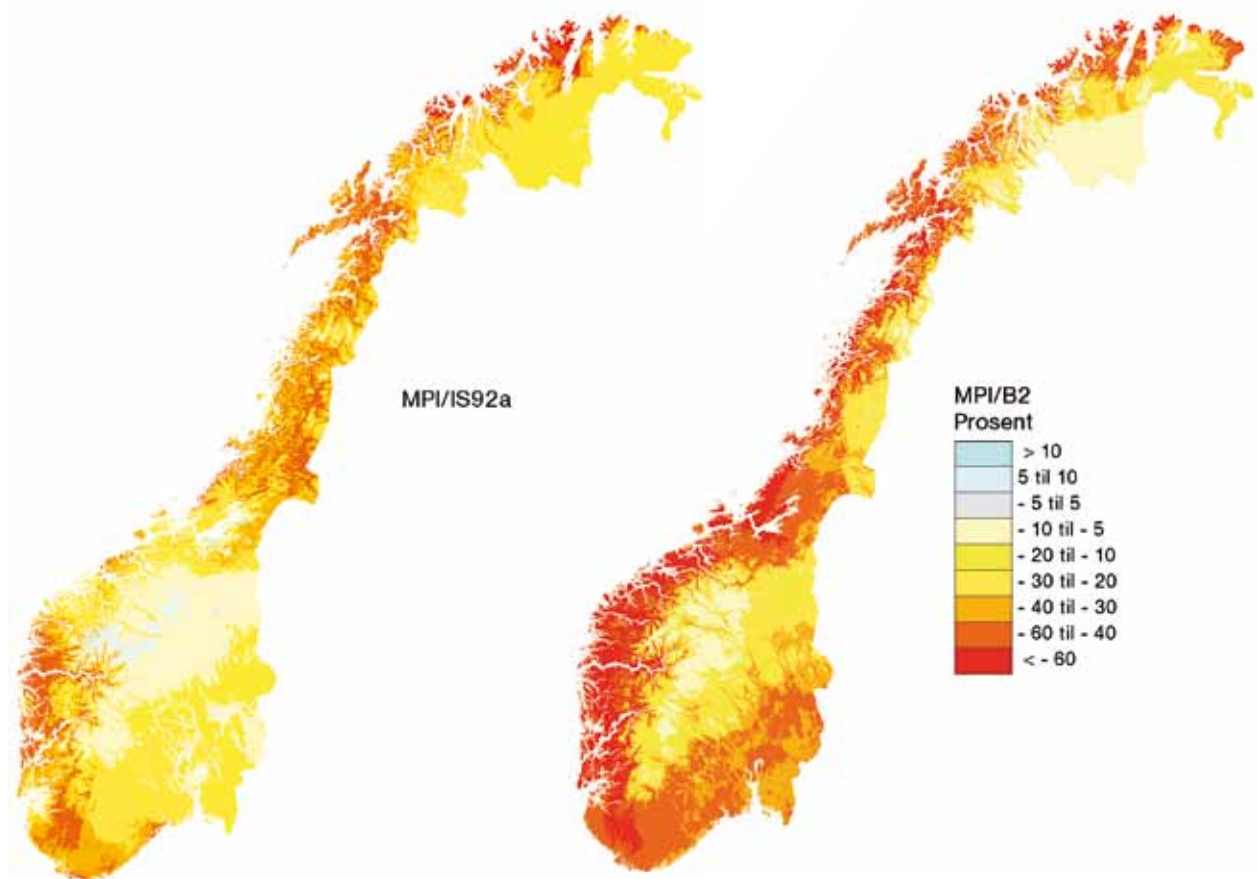


med utslippsscenario A2 og B2 er det beregnet framskrivninger av framtidig avrenning og andre hydrologiske variabler (Engen-Skaugen m.fl., 2005; Roald m.fl., 2006). Resultatene foreligger også i form av kart (Beldring m.fl., 2006) og i form av dataserier med daglige verdier for kontrollperioden 1961–90 og for scenarioperioden 2071–2100. Basert på disse seriene er endring i års- og sesongmidler beregnet for avrenning, fordampning, markvannsunderskudd, maksimalt årlig snømagasin og varighet av snødekket. Figur 5.3.5 viser endring i årsavrenning for de tre framskrivningene.

En viktig forskjell mellom de tre framskrivningene er at Hadley-modellen gir mer tilførsel av nedbør fra sørøst (nedbørfordeling for HA2 i 5.2.15), mens ECHAM4-modellen gir forsterket vestavindsfelt og dermed økt nedbør og avrenning på vestsiden av Norge (nedbørfordeling for MB2 i 5.2.14). Av de to utslippsscenarioene er B2 mest likt utslippsscenario IS92a, mens A2 representerer en kraftigere økning av drivhusgassene, spesielt etter 2050. Nedbørøkningen er betydelig mindre fra Midt-Norge og nordover i Hadley-framskrivningen enn i ECHAM4. Med unntak av breområdene gir Hadley-A2-framskrivningen små endringer på det sentrale Østlandet, på Vestlandet og langs kysten i Nordland og Troms. I indre strøk i Telemark og Agderfylkene, i Akershus og Østfold, i de sentrale høyfjellsområdene i Sør- og Midt-Norge, nær vannskillet mot øst i Nordland og i Finnmark blir det tørrere.



Figur 5.3.5
Projisert endring i midlere årlig avrenning fra 1961–90 til 2071–2100 basert på HadAm3H-klimamodellen og utslippsscenario A2 og B2 og ECHAM4-modellen basert på utslippsscenario IS92A.



Figur 5.3.6

Endring i maksimal årlig vannekvivalent av snømagasinet for kort og lang framskrivningsperiode. Begge framskrivningene er basert på ECHAM4-modellen, men bygger på ulike utslippsscenarioer (IS92a for kort og B2 for lang periode).

Hadley-B2-framskrivningen gir høyere avrenning, opp mot 20 prosent økning i mange områder. I et mindre område i sør blir det tørrere, likeså i de sentrale høyfjellsområdene og i Finnmark. ECHAM4-framskrivningen gir økning på opp mot 50 prosent i ytre strøk i Rogaland, Hordaland, Møre og Romsdal og i Sør-Trøndelag. I store områder fra Sørvestlandet til Finnmark øker avrenningen med 10–20 prosent. På sesongbasis er endringene ganske like de som er beskrevet for den kortere framskrivningsperioden, med våtere vinter, økt avrenning i fjellet og redusert avrenning i lavlandet om våren, tørrere sommer, men med et unntak på kysten av midt-Norge der alle tre framskrivningene gir økt avrenning på 10–50 prosent.

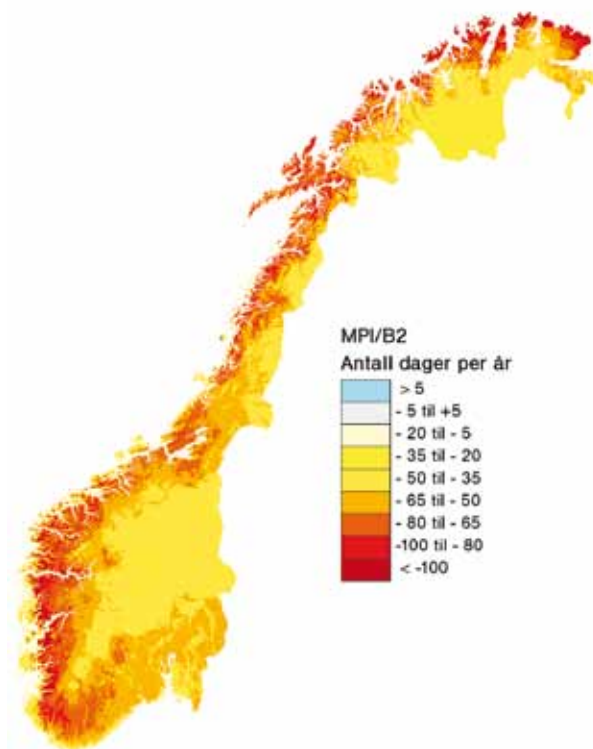
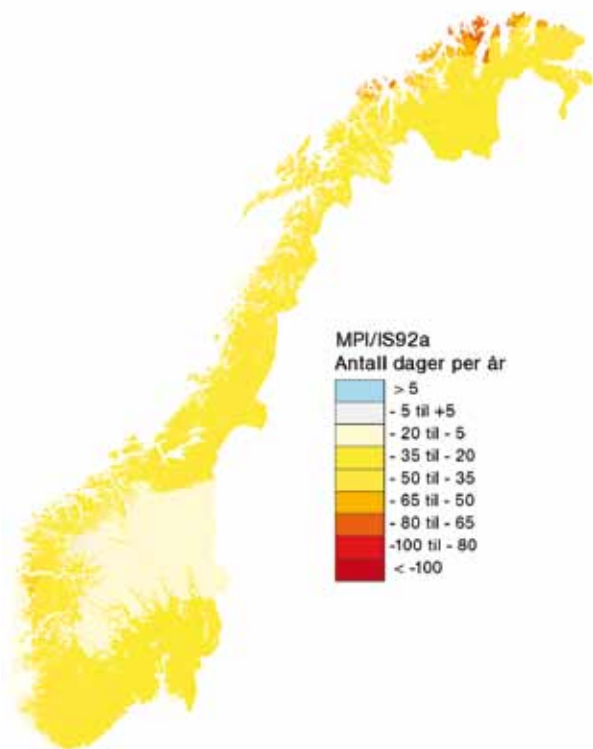
Om høsten forventes redusert avrenning fra Østfold til Rogaland, ytterst på kysten av Vestlandet og i dalførene nord på Østlandet i Hadley-A2-framskrivningen. Det blir litt redusert avrenning nær kysten i Agderfylkene, i deler av Østfold og Akershus og i de sentrale dalstrøkene nord på Østlandet. For øvrig gir alle tre framskrivningene betydelig økt avrenning, særlig i Nord-Norge, men også i breområdene i Sør-Norge.

Det er beregnet framskrivninger av vannføringen for ulike perioder 2031–49, 2021–50 og 2071–2100. Som kontrollperiode er 1981–

99, 1981–2010 og 1961–90 benyttet. I kapittel 3 er det vist at det har skjedd klare endringer i avrenningen i løpet av de siste tretti år sammenliknet med perioden 1961–90. Siden så vel utslippsscenarioer som metodikken for nedskalering avviker i den korte og den lange framskrivningsperioden, er det vanskelig å gjøre en direkte sammenlikning av endringene i de to periodene. I Engen-Skaugen m.fl. (2005) er endringen i den korte og den lange framskrivningsperioden sammenliknet ved å beregne prosentvis endring per dekad i ulike regioner. En liknende sammenstilling krever at det refereres til samme kontrollperiode.

5.3.4 Snø

Figur 5.3.6 viser reduksjonen i maksimalt snømagasin for perioden 2030–49 og for perioden 2071–2100 (ECHAM4 B2). Framskrivningene av vinternedbøren viser en klar økning, noe som tilsier økt snøfall i høytliggende områder så lenge temperaturen ikke stiger for mye. Figuren viser en betydelig større reduksjon i



Figur 5.3.7

Endring i antall dager med snødekke i de to framskrivningene

snømagasinet i lavereliggende områder nær kysten som følge av senere start på akkumulasjonssesongen og tidligere avslutning av denne. Dette framgår også klart av figur 5.3.7, som viser reduksjonen i antall dager per år med snødekke. Det vil bli flere smelteepisoder om vinteren som følge av økningen i temperaturen. I fjellet i innlandet viser framskrivningene en økning i snømagasinet fram mot 2050. Fram mot 2100 vil det etter hvert som oppvarmingen blir sterkere, bli flere mildvær også i fjellet, noe som etter hvert vil føre til et redusert snømagasin. I lavtliggende områder vil snøen bli nesten borte i mange år, men det vil fortsatt være enkelte år med betydelig snøfall i kystnære lavlandsområder.

5.3.5 Isbreer

FNs klimapanel anser isbreer for å være nøkkelindikatorer for globale og regionale klimændringer, og benytter dem for kartlegge og forstå den klimatiske utviklingen på kloden vår (NVE, 2009a).

Det er i alt 1627 breer i Norge, fordelt på 714 i Sør-Norge og 913 i Nord-Norge (Østrem m.fl., 1988). Breene har et samlet areal på 2609 km², fordelt på 1592 km² i Sør-Norge og 1017 km² i Nord-Norge. Det totale brevolumet i Norge er grovt beregnet til ca. 164 km³, fordelt på 100 km³ i Sør-Norge og 64 km³ i Nord-Norge. De 34 største breene (to prosent av det

totale antallet breer i Norge) dekker et areal på 1800 km² (68 prosent av det totale brearealet) og utgjør et brevolum på ca. 114 km³.

Som nevnt i kapittel 3.5.3 rykket de kystnære isbreene i Norge kraftig fram på 1990-tallet. Etter årtusenskiftet har de fleste norske breene vært i tilbakegang. Framrykkingen av norske kystbreer på 1990-tallet var et unntak i verdenssammenheng, mens nåværende utvikling er i samsvar med utviklingen på resten av jordkloden (NVE, 2009b).

Det er en god del usikkerhet knyttet til framtidig utvikling av breene i Norge. Dette skyldes at breer ikke bare varierer som følge av endringer i sommertemperatur, men også av endringer i vinternedbør (snømengde i fjellet). Innlandsbreene, for eksempel i Jotunheimen, vil mest sannsynlig fortsette å minke i takt med den forventede økningen i sommertemperatur. Utviklingen til de kystnære breene, som i stor grad er styrt av vinternedbør, vil derfor også være avhengig av endringer i vinternedbøren i de kystnære områdene.

Med de nylig publiserte klimascenariene for 2071–2100 (se tabell 5.2.2) kan snølinjen på breene bli liggende i snitt 350 ±100 meter høyere enn på nåtidens breer. Dette kan føre til at mer enn 90 prosent av alle breene i Norge smelter vekk og at 30–40 prosent av brearealet i Norge forsvinner innen 2100 (Nesje m.fl., 2008).

5.3.6 Flom

Basert på de beregnede tidsseriene for vann-

føring er størrelsen på 50-årsflommen, en flom som i gjennomsnitt vil opptre hvert 50. år, beregnet for utvalgte vassdrag. Selv om resultatene for ekstremer er svært usikre, er tendensen når vi sammenlikner framskrivningene for perioden 2021–50 med 1981–2010 som kontrollperiode, entydig. I gjennomsnitt for Norge øker 50-årsflommen med nær 7 prosent. I enkelte områder vil likevel flomstørrelsen avta. Dette er tilfelle fra den nordligste delen av Østerdalen til Gaula og i mange lavlandsfelt på Østlandet. Flomstørrelsen avtar også i Finnmark. På Sørlandet er det små endringer i flomstørrelsen til og med midten av Vest-Agder, videre vestover og nordover til og med Troms øker flomstørrelsen. Størst økning er funnet fra Vefsna til Ringvassøy i Troms med over 40 prosent økning i enkelte nedbørfelt. I mange høytliggende nedbørfelt på Østlandet er det en økning på 10–30 prosent, som i feltene i Gudbrandsdalen.

En følge av høyere temperaturer er at flomtidspunktet vil forskyve seg mot tidligere vårflom og økt fare for flommer sent på høsten og om vinteren. Snøflommen vil komme tidligere og kan nesten forsvinne i kystnære felt etter hvert som oppvarmingen blir sterkere. I høyfjellet kom den normalt først på sommeren, men den vil nå komme om våren isteden. Framskrivningene indikerer at vinternebbøren vil gå opp, og det kan føre til økt

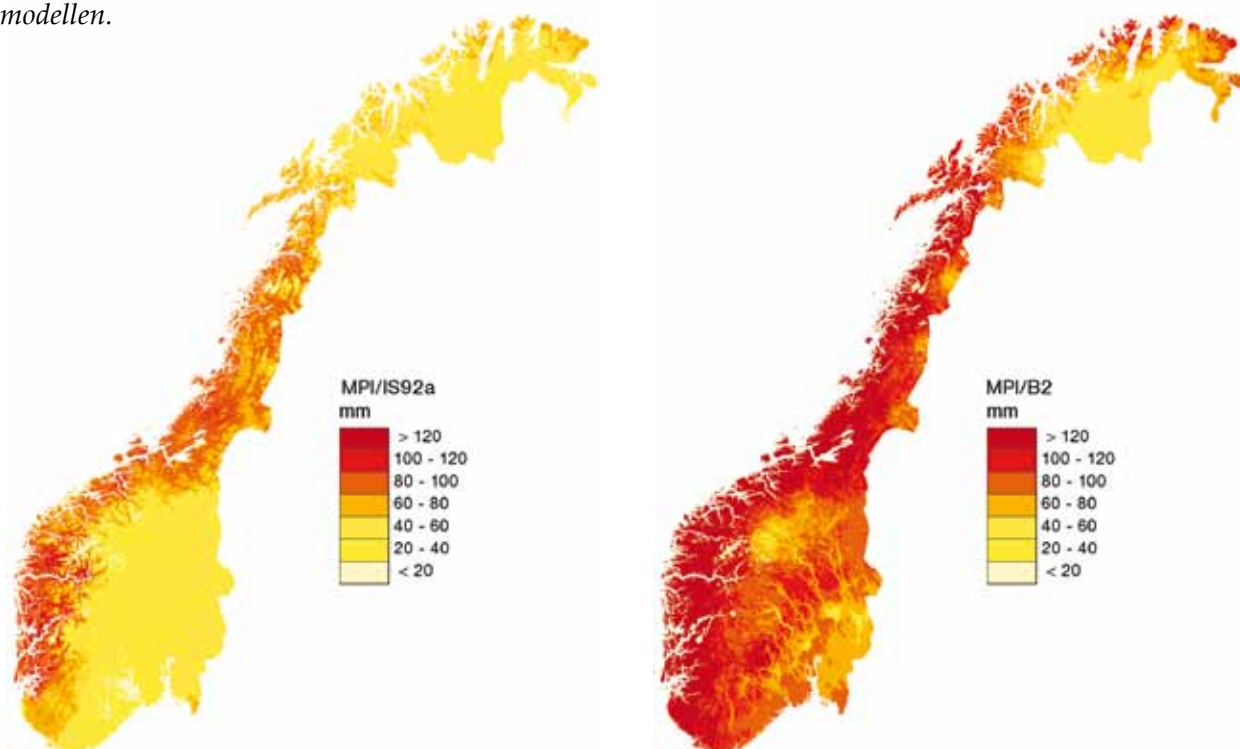
snømagasin i store fjellområder på Østlandet. Økt snømagasin i fjellet kan på kort sikt forårsake større fjellflommer.

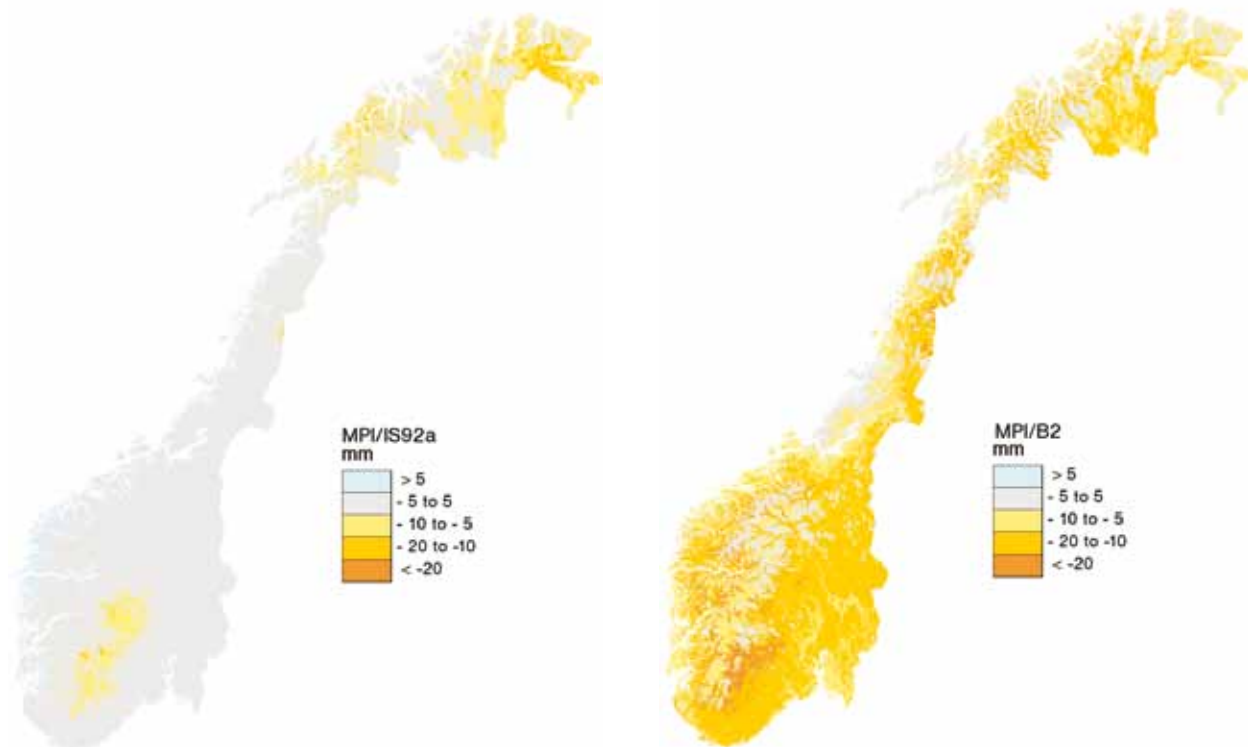
På lang sikt kan oppvarmingen bli så sterk at snømagasinet reduseres også over 800–1000 høyde. Storflom i de store vassdragene skyldes samtidig flom i store deler av nedbørfeltet. Med flere vinterflommer og redusert snømagasin reduseres sannsynligheten for dette. Vårflommene vil på sikt bli mindre i de store vassdragene, selv om det enkelte år fortsatt kan bli storflommer.

Framskrivningene viser at det vil bli flere vinterflommer i lavlandet og i kystnære områder. En temperaturøkning på tre grader innebærer en heving av snøgrensen med 500 meter under de kraftige nedbørepisodene på Vestlandet og i Nordland, som oftest er seint på høsten eller tidlig på vinteren. Det betyr at store deler av brattlendte nedbørfelt vil få større regnflommer om vinteren, selv om ikke nedbørintensiteten øker.

De *projiserte* sommerflommene vil bli redusert. Historiske data viser likevel at det er langt flere lokale regnflommer i varme perioder enn i kalde, som nevnt i kapittel 3.2. Disse flommene er for det meste lokale og skyldes delvis konvektive hendelser som klimamodellene ikke er i stand til å fange opp. Flere av de største skadeflommene har vært sommerflommer, med lang varighet som dekker store områder. Disse flommene skyldes uvanlige lavtrykksbaner, som til dels har skapt flomkatastrofer i Sentral-Europa (Rudolf og Rapp, 2003).

Figur 5.3.8
Endring i årlig fordampning for kort og lang framskrivningsperiode basert på ECHAM4-modellen.





Figur 5.3.9
Endring i maksimalt markvannsunderskudd i kort og lang framskrivningsperiode.

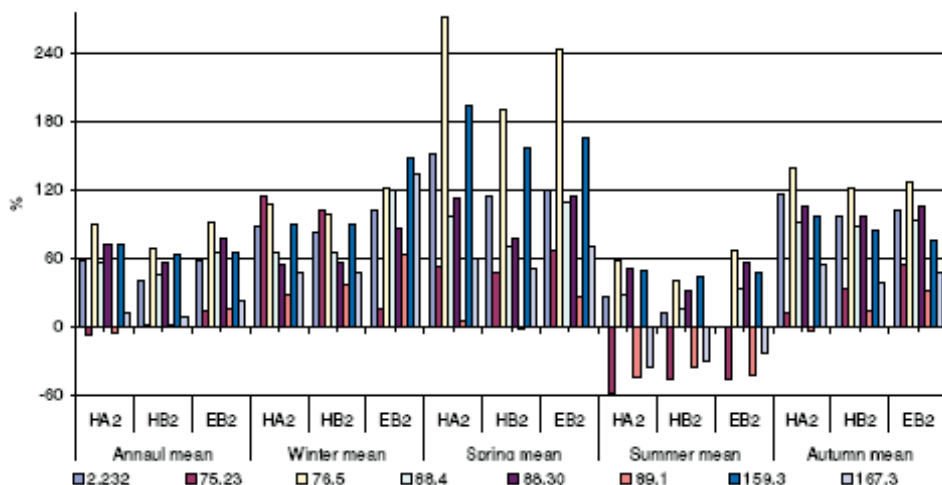
5.3.7 Tørke, fordampning og markvannsunderskudd

Den hydrologiske modellen bygger på en empirisk likning styrt av temperaturen for å beregne total fordampning. Denne ble sammenliknet med fordampningsestimater beregnet ved HIRHAM-modellen, der vanddampunderskudd og vind inngår i en mer fysisk beskrivelse av fordampningsprosessen, og observert fordampning på tre stasjoner i Sverige (Engeland m.fl., 2004). Modellresultatene avviker betydelig fra hverandre og fra observasjonene. Den hydrologiske modellen underestimerer fordampningen om vinteren og overestimerer den om våren og høsten. HIRHAM-modellen overestimerer fordampningen om vinteren, aller mest i fjellet hvor snødekket ligger i flere måneder.

I figur 5.3.8 er endring i årlig total for-

dampning vist for kort og lang framskrivning basert på ECHAM4-modellen og utslippsscenario IS92a (kort) og B2 (lang). Fordampningen er her beregnet med den hydrologiske modellen. Fordampningen vil øke mer og mer jo lenger fram i tid man går.

Fordampningen vil som vist øke betydelig, samtidig som sommernedbøren avtar. Framskrivningene for sommersesongen viser da også at det kan forventes lavere vannføring. I en studie av Hisdal m.fl. (2006) finner man også at perioder med lav vannføring om sommeren vil bli lengre på Sørøstlandet. I figur 5.3.9 er det vist framskrivninger for



Figur 5.3.10
Endring i midlere års- og sesongavrenning i åtte nedbørfelt basert på tre utslippsscenarioer HA2, HB2 og EB2, der H er HadAm3H-modellen og E er ECHAM4 modellen.

maksimalt markvannsunderskudd på kort og lang sikt basert på klimaframskrivninger fra ECHAM4-modellen. Kartene viser en betydelig endring fra den korte til den lange framskrivningsperioden, fra liten endring i den korte perioden til betydelig økning i den lange. Økt markvannsunderskudd om sommeren indikerer også mer alvorlige sommertørker, med de følger det har for blant annet jord- og skogbruk, vanningsbehov og skogbrannfare.

5.3.8 Avrenning fra breer

Lappegard m.fl. (2006) har undersøkt hvilke endringer som kan forventes i avrenningen i breelver i 2071–2100 sammenliknet med perioden 1961–90 for fem nedbørfelt med betydelig andel av breer (2.232, 76.5, 88.4, 88.30, 159.3). Klimaframskrivninger basert på ECHAM4/B2 og HadAm3H/A2 og B2 ble benyttet. Resultatene ble sammenliknet med avrenningen i tre nær brefrie nedbørfelt (75.23, 89.1, 167.3). Resultatene er sammenfattet i figur 5.3.10.

Resultatene viser at så lenge det er en viss breandel i feltet, i det minste over 5 prosent, vil sommeravrenningen øke med 15–70 prosent i forhold til kontrollperioden, mens brefrie felt vil få en redusert vannføring på 20–60 prosent. Dersom breene smelter bort, vil sommeravrenningen i nåværende breelver bli redusert med 30–75 prosent relativt til kontrollperioden for breer i innlandsfelt i Sør-Norge og for alle brefelt i Nord-Norge. For brefelt i

de mer maritime områdene i Vest-Norge vil sommeravrenningen øke med 10–40 prosent.

5.3.9 Skred

Gjennom GeoExtreme-prosjektet er sammenhengen mellom ulike værelementer og terrengforhold og ulike skredtyper undersøkt (Kronholm og Stalsberg, 2009). Resultatene fra prosjektet viser også hvordan skredfaren kan endre seg de neste 50 år som følge av klimautviklingen.

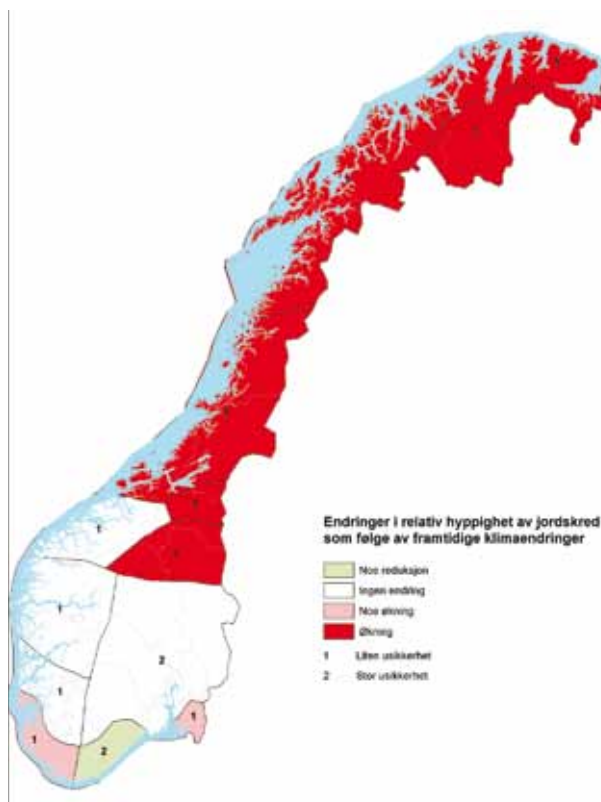
Forutsatt at det blir flere store nedbørhendelser i brattlendt terreng, vil faren for flomskred øke. En viktig årsak til grunne jordskred er høyt porevanntrykk som følge av snøsmelting eller store nedbørmengder. De største nedbørintensitetene opptrer som nevnt i avsnittet om flom, om høsten og vinteren i bratte nedbørfelt i Vest- og Nord-Norge. Med økt temperatur vil mer av nedbøren falle som regn i de høyere delene av nedbørfeltet, og det vil kunne øke skredfaren. Figur 5.3.11 viser forventet endring i relativ hyppighet av jordskred som følge av framtidige klimaendringer i ulike deler av Norge.

Det er en klar sammenheng mellom nedbør og ulike former for snøskred. Høyere temperatur kan redusere faren for tørrsnøskred, men vil øke faren for våtsnøskred og sørpeskred i skredutsatte områder. De kan ramme andre steder enn tidligere. Figur 5.3.12 viser forventet endring i relativ hyppighet av snøskred som følge av framtidige klimaendringer i ulike deler av Norge.

I motsetning til flom er skredfare sterkere knyttet til lokale terrengforhold. Andre faktorer bidrar også til å redusere skredfaren, som heving av skoggrensen, noe som både er avhengig av klimatiske forhold, bortfall av beiting og skogdrift. Uheldig bygging av adkomstveier med utilstrekkelig drenering i fjell-lier kan også føre til lokale flommer og utløse jordskred.

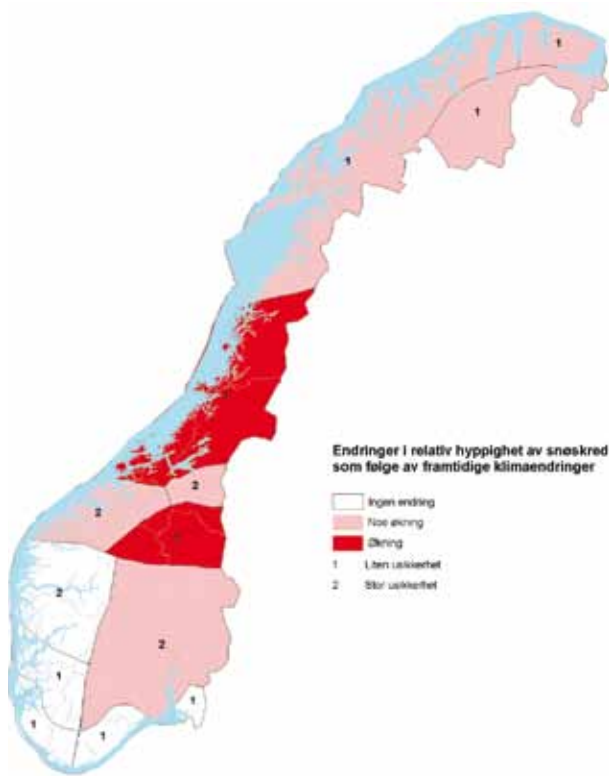
5.3.10 Usikkerhet

Simulering av forventede endringer i hydrologiske forhold og hendelser under et framtidsklima er avhengig av bruk av flere modeller. Alternative modeller gir ofte forskjellige resultater som vist i figur 5.3.5. Til grunn for projeksjonene ligger resultater fra de to glo-



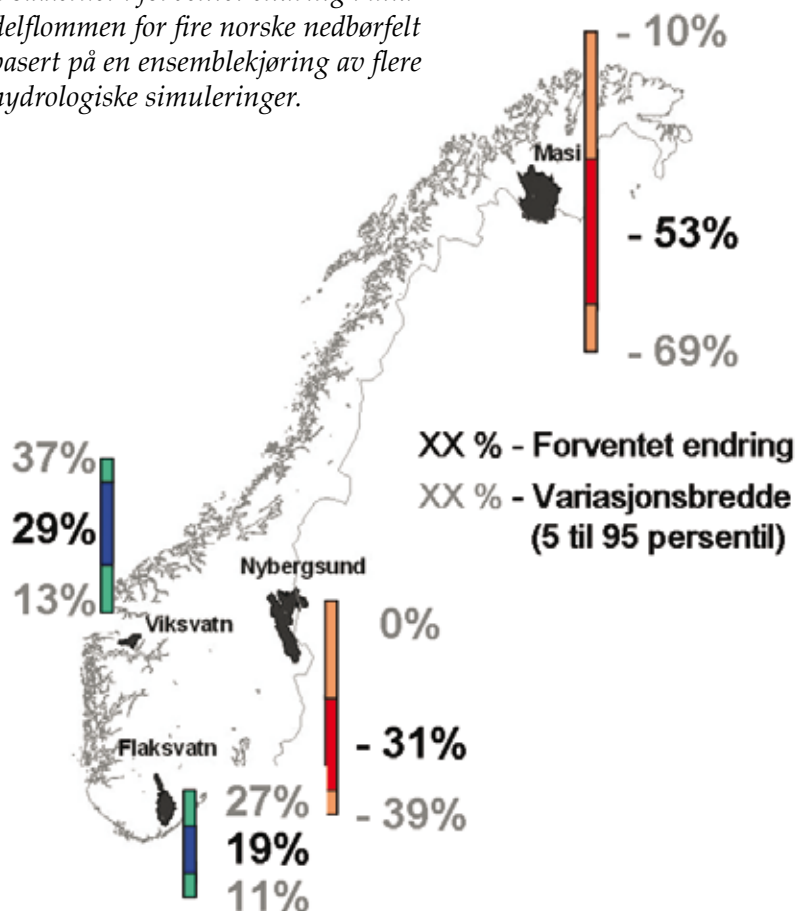
Figur 5.3.11

Vurderte endringer i hyppighet av jordskred som følge av klimaendringer (Kronholm og Stalsberg, 2009).



Figur 5.3.12
Vurderte endringer i hyppighet av snøskred som følge av klimaendringer (Kronholm og Stalsberg, 2009).

Figur 5.3.13
Usikkerhet i forventet endring i middelfloppen for fire norske nedbørfelt basert på en ensemblekjøring av flere hydrologiske simuleringer.



bale modellene ECHAM4 og HadAm3H. De to modellene gir ulike trykkfordelinger og dermed ulike dominerende vindretninger. Nedbørfordelingen i Norge er sterkt avhengig av vindretningen på grunn av fjellkjeder langs kysten med utpreget orografisk forsterkning av nedbøren på losiden og regnskygge på le-siden (Tveito og Roald, 2005). ECHAM4-modellen gir forsterket vestavær og dermed økt nedbør på vestkysten, mens HadAm3H gir mer østavær og redusert nedbør på deler av Nordvestlandet og i Nordland. Hvordan nedbørendringene vil arte seg i forskjellig landsdeler framover, er avhengig av om det østlige eller vestlige regimet blir dominerende.

Ulike metoder for nedskalering av temperatur og nedbør til et lokalt nivå bidrar også til usikkerheten (Beldring m.fl., 2008). Et annet bidrag til usikkerheten kommer fra parametriseringen av de hydrologiske modellene. Forskjellige utslippsscenarioer fører også til ulike resultater, særlig når perioden 2071–2100 vurderes. For å illustrere usikkerheten er en ensemblemetode benyttet for å beregne framtidige endringer (Lawrence m.fl., 2008). Metoden benytter en kumulativ sannsynlighetsfordeling basert på flere hydrologiske simuleringer som bygger på ulike utslippsscenarioer, forskjellige GCMer, videre nedskaleringer og mange hydrologiske parametersett.

Figur 5.3.13 viser et eksempel med forventet endring i middelfloppen mellom kontrollperioden 1961–90 og framtidsperioden 2071–2100 i fire nedbørfelt basert på to utslippsscenarioer (A2 og B2), to GCMer (ECHAM4 og HadAm3H), to metoder for nedskalering og 150 ulike HBV-modellparametersett. Spredningen i resultatene som er beregnet ut fra 5 til 95 percentilen fra sannsynlighetsfordelingen, viser usikkerheten som er basert på bruk av de ulike kombinasjonene. Selv om spredning er stor, bekrefter resultatet at middelfloppen øker i områder med dominerende regnflom (Vestlandet og Sørlandet) og reduseres i områder med dominerende snøsmelteflommer (Østlandet og Finnmarksvidda).

5.4 Framskrivninger for havet

5.4.1 Havsirkulasjon

Varmetransporten i havet er av stor betydning for klimaet i Norge. Atlanterhavsstrømmen («Golfstrømmen») bidrar, sammen med varme transportert i atmosfæren, til at temperaturen i Norge og omkringliggende havområder ligger betydelig over middelet for samme breddegrad (se figur 2.1.3).

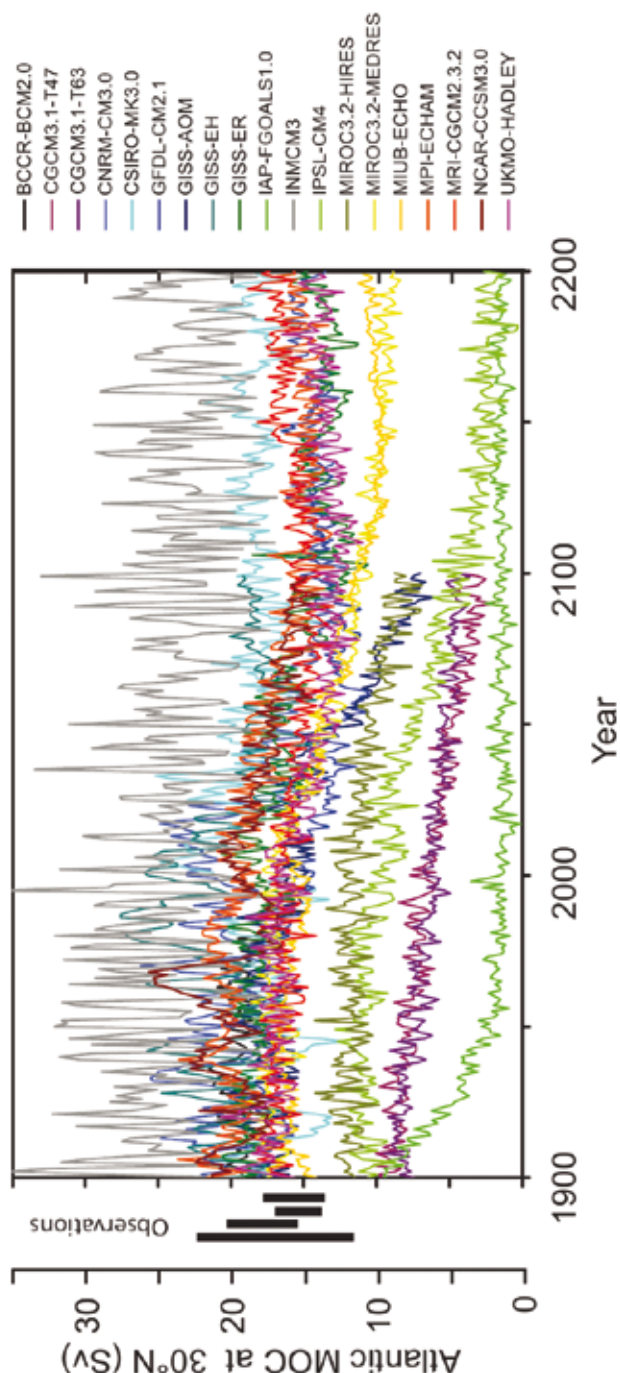
Et mål på varme- og massetransporten nordover i Atlanterhavet er den såkalte meridionale omveltningen, hvor varmt vann føres nordover nær overflaten, avkjøles og synker ned i nord for å returnere i dypet. Siden havnivået i nordområdene er tilnærmet konstant, må volumet av vann som synker og strømmer sørover balanseres av nordgående atlantisk vann (avsnitt 2.1.2).

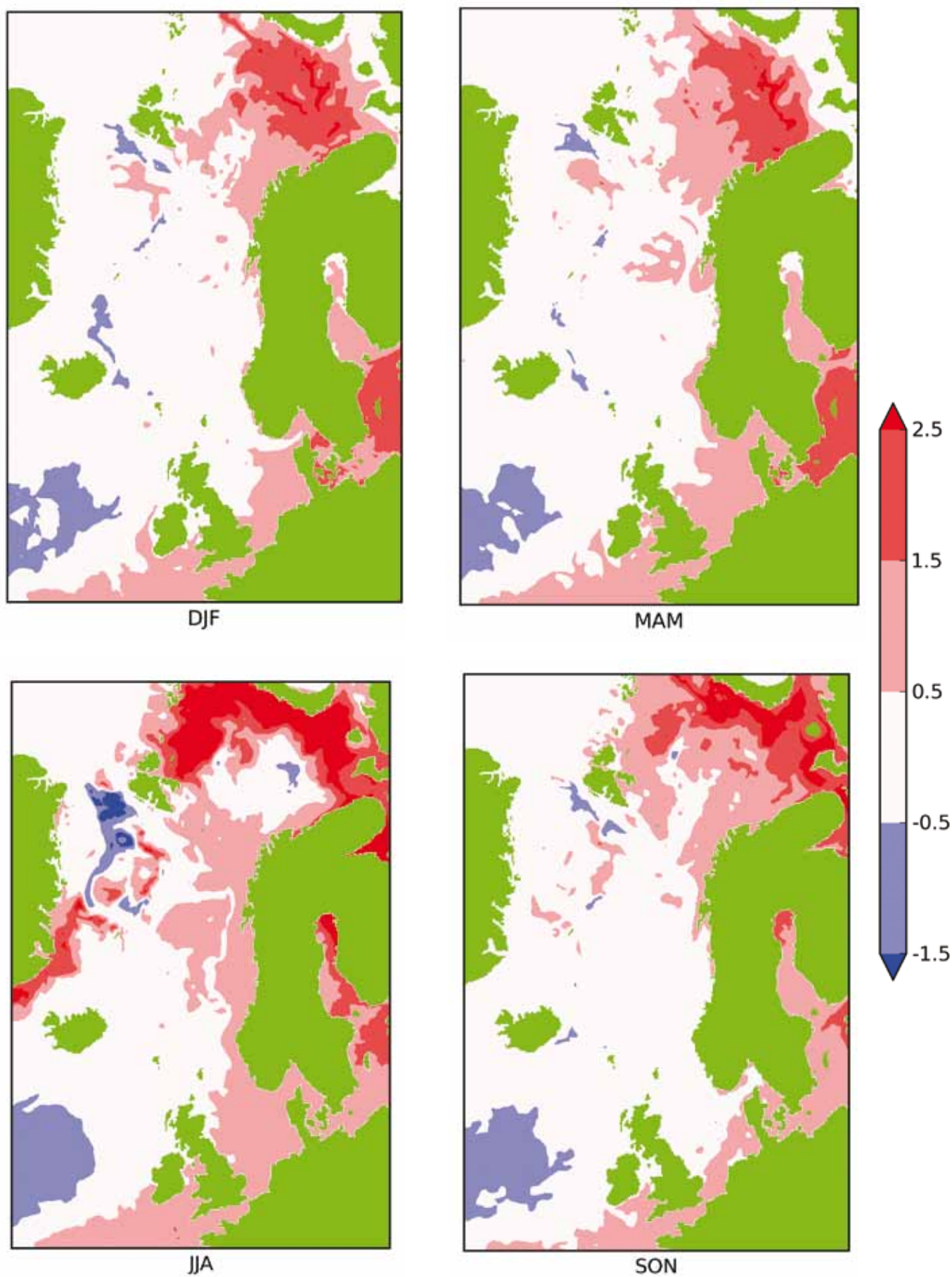
Dersom det skulle skje endringer i prosessene som styrer omdanningen av vannmasser i nord, kan volumet av innstrømmende varmt vann endres – og klimaet i Norge påvirkes. En svekket havsirkulasjon kan blant annet skje ved at temperaturen i overflatevannet øker eller ved at det blir ferskere. Begge disse endringene forventes i dette århundret: Havtemperaturen vil øke, samtidig som økt nedbør på høye nordlige breddegrader og smelting av land- og havis vil gjøre at overflatevannet blir ferskere.

Styrken til omveltningen i Atlanterhavet på 30 °N er analysert i alle modellsimuleringene for IPCC (2007, kapittel 10.3.4), se figur 5.4.1. Konklusjonen er at det er sannsynlig at omveltningen kan bli noe redusert i dette århundret. For temperaturutviklingen i våre områder overskygges redusert nordgående varmetransport i havet av den generelle temperaturøkningen i atmosfæren. Det forventes derfor oppvarming også i havområdene utenfor Norge i dette århundret, på tross av at styrken av omveltningen i Atlanterhavet kan bli redusert med 20–30 prosent. Det er verdt å merke seg at ingen av modellsimuleringene med realistisk klima i forrige århundre gir en total kollaps av omveltningen i dette århundret. Videre er det ikke observert noen lang-

Figur 5.4.1

Utvikling av atlantisk meridional omveltning ved 30 °N fra en rekke globale koblede klimamodeller basert på utslippsscenarioet A1B. Observert nivå er vist med svarte streker til venstre. (Fra IPCC ar4-wg1.)





Figur 5.4.2
Sesongvis endring i overflatetemperatur fra midler over kontrollkjøring i 1986–2000 til framtidsscenario for perioden 2051–65

tidssvekkelse av omveltningen basert på instrumentelle havobservasjoner for de siste 50 årene.

5.4.2 Sjøtemperatur

For regionale studier i Nordsjøen, Barentshavet og langs norskekysten har havkomponenten i de globale koplede klimamodellene for grov oppløsning til å beskrive sirkulasjonen og topografiske detaljer. Oftest mangler også viktig fysikk for sokkelhav, spesielt tidevannet med tilhørende blanding. En løsning på dette er dynamisk nedskalering, hvor en regional havmodell styres ovenfra og langs rendene av atmosfære- og havkomponentene til en global koplede klimamodell. Slik nedskalering kan ikke korrigere alle feil i storskala forhold, men det er dokumentert at metoden regionalt gir tilleggsverdi til de globale modellene (Ådlandsvik og Bentsen, 2007; Melsom m.fl., 2009).

Dessverre har vi langt færre nedskaleringer i havet enn i atmosfæren. Det finnes en nedskalering for Nordsjøen (Ådlandsvik, 2008), en for Barentshavet (Ellingsen m.fl., 2008) og en mer storskala nedskalering (Melsom m.fl., 2009) som dekker alle norske havområder. Et problem i våre områder er at de globale koplede modellene har for mye sjøis i Arktis i forrige århundre. I det framtidige scenarioet forsvinner isen fra Barentshavet og sjøtemperaturen øker betydelig. Presentert som temperaturendring blir dette villedende, en urealistisk høy oppvarming som skyldes modellfeil når det gjelder nåtidsklimaet.

Den storskala nedskaleringen er utført på et område som dekker det nordlige Atlanterhavet og Polhavet. Oppløsningen i våre områder er på omtrent 10 km. Nedskaleringen er basert på den globale klimamodellen GISS-AOM fra NASA, en av de tre modellene som gjorde det best med hensyn til isdekke i Barentshavet og det sentrale Arktis (Overland og Wang, 2007). Kontrollkjøringen dekker perioden 1986–2000 fra 20C3M simuleringen av forrige århundre, mens framtidsscenarioet er tatt fra perioden 2051–65 basert på utslipps-scenarioet A1B. For Barentshavet er det gjort en validering av klimaet i kontrollkjøringen (Melsom m.fl., 2009), som viser godt samsvar for de vestlige områdene.

Figur 5.4.2 viser endringen i overflatetemperatur i utvalgte måneder, middel 2051–65 minus middel 1986–2000. Den kraftige oppvarmingen i det østlige Barentshavet er urealistisk og skyldes problemet med for mye is i kontrollkjøringen. I det vestlige Barentshavet viser dette scenarioet en oppvarming, opp

mot 1,5 grader, men til dels med en avkjøling i det sentrale Barentshavet om sommeren. Scenarioet gir en svak reduksjon av den relativt varme atlantehavsinnstrømningen til Barentshavet. På grunn av temperaturøkningen opprettholdes varmetransportem.

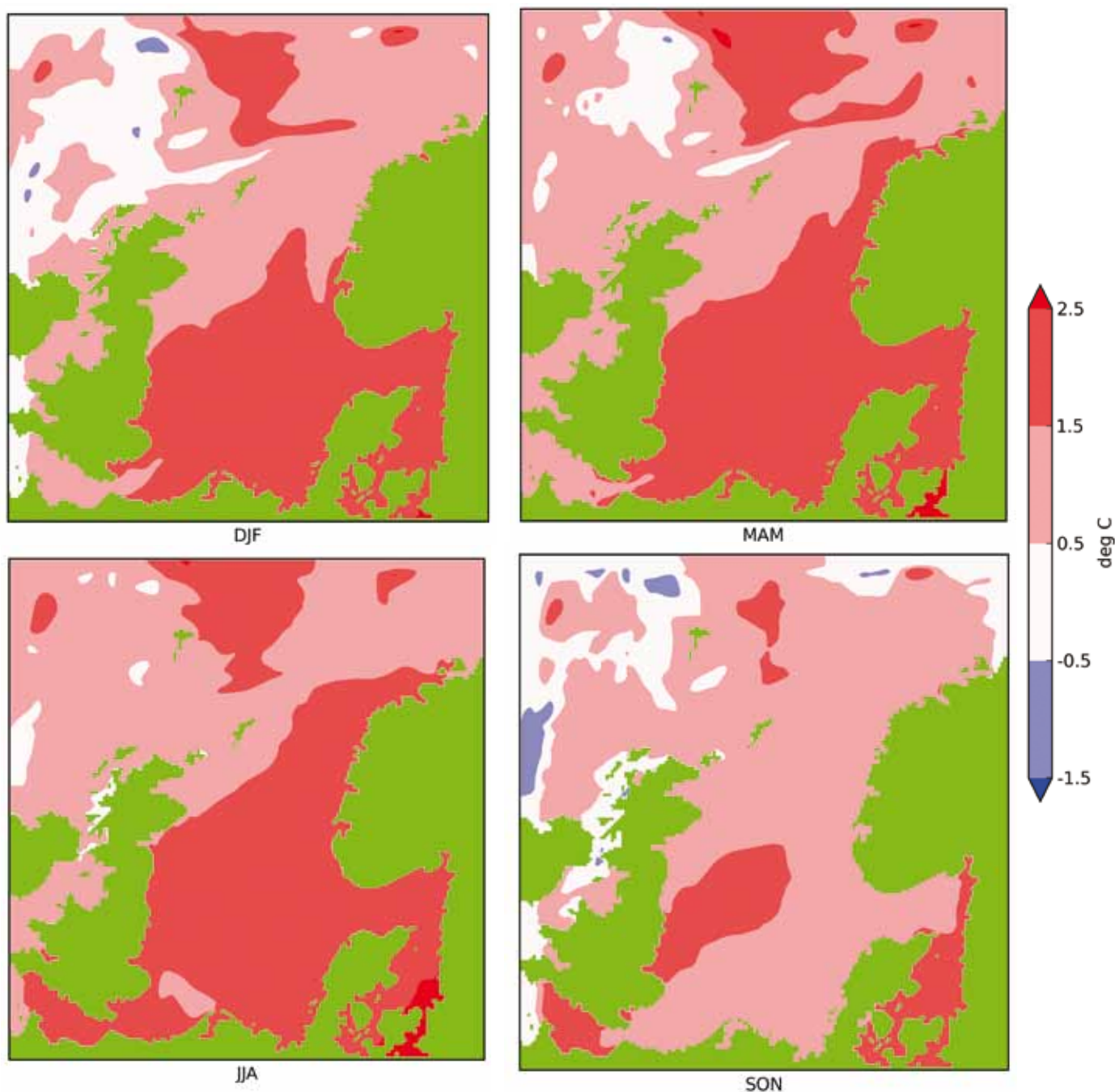
Langs norskekysten viser resultatene en oppvarming opp mot 0,5 grader mesteparten av året, noe sterkere om sommeren. I Nordsjøen gir scenarioet en noe sterkere oppvarming, spesielt i sør og øst mot kontinentet. I Atlanterhavet sør for Island og til dels øst for Grønland gir scenarioet en nedkjøling. Dette kan skyldes reduksjon i omveltningen i den styrende globale modellen.

For Barentshavet er det utført en alternativ nedskalering av Ellingsen m.fl. (2008). Denne tar utgangspunkt i en eldre B2-simulering med ECHAM4 fra Max Planck Institut (eksempelframskrivning MB2 i avsnitt 5.2.1). Dette er brukt i den regionale havmodellen SINMOD for perioden 1995–2059. Som nedskalering har dette arbeidet visse mangler. Til gjengjeld inkluderer arbeidet effekter på plankton.

Drivkreftene i havet kommer fra en klimatologi fra nåværende klima. Dette gir en bias i resultatene mot dagens klima og kan underestimere klimaendringen. I tillegg mangler en lengre kontrollkjøring med ECHAM4-drivkrefter fra dagens klima. Resultatene fra denne nedskaleringen kan oppsummeres med en temperaturøkning på 1 °C i løpet av denne 65-års perioden. Det er en klar reduksjon i is, hvor spesielt sommerisen forsvinner. Polarfronten i Barentshavet skiller atlantiske og arktiske vannmasser og er en viktig begrensning i utbredelsen til ulike arter.

Kjøringen viser en tendens til at polarfronten trekker seg noe øst og nord, sammenlignbart med nåværende år-til-år-variabilitet. Denne kjøringen gir heller ikke noen signifikant endring i innstrømningen av atlantisk vann fra Norskehavet til Barentshavet.

For Nordsjøen ble det kjørt et scenario i RegClim-prosjektet (Ådlandsvik, 2008). Dette bruker A1B-scenarioet fra IPCC-kjøringene med den norske globale klimamodellen Bergen Climate Model (BCM). Scenarioet dekker perioden 2082–97, med kontrollkjøring fra 20C3M for perioden 1982–97. Kontrollkjøringen er validert mot klimatologi (Ådlandsvik og Bentsen, 2007). Scenarioet gir en oppvarming av hele Nordsjøen med middel på 1,4 grader i løpet av hundreårsperioden. Nedskaleringen har en sterkere oppvarming enn å bruke den globale modellen direkte. Opp-



varmingen er sterkest i mai med 1,8 grader og svakest i november med 1,0.

Overflaten varmes mer enn resten av vannsøylen, med årsmiddel på 1,7 grader. Figur 5.4.3 viser geografisk og sesongmessig mønster i endringen i overflatetemperaturen. Oppvarmingen er sterkest i de grunne områdene sør og øst i Nordsjøen. Det er liten forskjell på innstrømningen til Nordsjøen i scenario og kontroll. Et følsomhetseksperiment tyder på at endringene i atmosfæren betyr mer for havklimautviklingen i et delvis innestuttet grunnhav som Nordsjøen enn endringene i Atlanterhavet.

5.4.3 Forsuring som følge av CO₂

Midlere verdier for pH i åpne havområder va-

Figur 5.4.3

Endring i overflatetemperaturen i Nordsjø-nedskaleringen. Endring fra kontrollperiode 1972–97 til framtidsscenario 2072–97

rierer mellom 7,9 og 8,3 slik at havet er svakt basisk ($\text{pH} > 7$). Siden starten på den industrielle revolusjon har havet absorbert mer enn 25 prosent av den CO₂ som stammer fra fossilt brensel og sementproduksjon. Dette har ført til at havets pH har sunket med 0,1 pH-enheter (Raven m.fl., 2005), en forsuring som tilsvarer en økning av hydrogen-ioner i havet på hele 25 prosent. Forsuringen er ikke den samme over hele kloden, den er sterkere på høye breddegrader.

Det er verdt å merke seg at forsuringen

i hovedsak er en direkte følge av økte CO₂-utslipp til atmosfæren og skjer uavhengig av drivhuseffekten og global oppvarming. Til dette må det bemerkes at endringer i sirkulasjonsmønster i hav og atmosfære – samt lagdelingen i havet – påvirker forsuringsgraden i ulike områder.

Også for framtidsscenarioer av CO₂-utslipp kan utviklingen av pH i havet beregnes. Usikkerhet er knyttet til framtidige utslipp og respons i de ulike klimamodellene, men forsuringen forventes å akselerere, og i våre norske farvann beregnes en nedgang på minst 0,5 pH-enheter i dette århundret (Steinacker m.fl., 2009).

De kjemiske prosessene som fører til forsuring er godt forstått, men hvordan forsuringen vil påvirke det marine økosystemet, er dårlig undersøkt, og det er derfor knyttet usikkerhet til dette. Vi har lite kunnskap om biologiske effekter av forandringene i havets pH som forventes i inneværende århundre, men undersøkelser som har benyttet mer drastiske pH-forandringer, har vist at forsuring kan påvirke egg og larver samt sentrale livsprosesser for mange grupper av organismer (Raven m.fl., 2005). Organismer som danner kalkskall, er spesielt sårbare i et surere hav. Ved forsuring vil havet bli undermettet på kalk, og gamle kalkstrukturer som korallrev vil begynne å forvitte. I tillegg vil skalldyr som for eksempel blåskjell etter hvert miste sine levevilkår. Det foregår internasjonalt en betydelig forskning på hvordan forsuring påvirker kalkdannende organismer.

Det er også usikkerhet knyttet til hvordan de mest sentrale organismene i næringskjeden vil reagere på forsuring, for eksempel krill og raudåte. Det samme gjelder for vingesneglene. Disse dyrene danner skall av aragonitt, og dette mineralet vil gå i oppløsning i et hav som er undermettet på kalk. Det er vel kjent at vingesneglene spiller en betydelig rolle i det marine næringsnett, særlig på høye breddegrader. Forringelse av bestandene av nåværende byttedyr vil være en betydelig forandring av økosystemet og grunnlaget for fiskeressurser for eksempel i Barentshavet.

Nåværende globale modeller viser at forsuringen går fortest der havtemperaturen er lavest, det vil si i polarområdene. Dette generelle bildet behøver ikke gjelde på liten geografisk skala. Lokale effekter av havforsuring, for eksempel konsekvenser for fiskeoppdrett, og ikke minst skjellnæringen, krever nedskalering av modeller som inkluderer havets opptak og frigjøring av CO₂. Inntil slike mo-

deller foreligger, er det ikke mulig å gi framskrivinger av forsuring på lokal skala.

5.4.4 Bølger

Endringer i bølgehøyde som følge av klimaendringer kommer på toppen av den havnivåendringen som er framskrevet i kapittel 5.5. Bølgenes høyde og retning bestemmes av atmosfæriske forhold som vind og lufttrykk. Klimaendringer som gir endring i vindforholdene, kan derfor forventes å gi mulige endringer også i bølgeforholdene. En økning i havnivå kombinert med en framtidig forverring i bølgeforholdene kan ha store konsekvenser for kystbefolkningen i Norge, for eksisterende og for framtidig planlagt infrastruktur langs kysten (se Tørum og Arntsen, 2006).

Debernard og Røed (2008) har modellert endringer i framtidige bølgeforhold basert på IPCC-scenarioene A2, B2 og A1B basert på de atmosfæriske dynamiske nedskaleringene over Norge (se kapittel 5.2). Bølgemodellen som er benyttet er den samme som daglig er i bruk ved Meteorologisk institutt til varslings av bølger i norske farvann. Resultatene fra denne modellen er opp gjennom årene blitt grundig sjekket mot observasjoner, og den viser stor grad av treffsikkerhet. Bølgemodellen produserer flere variabler, hvorav den viktigste her er signifikant bølgehøyde (SWH).

Det er viktig å være klar over at SWH er veldig følsom overfor det som kalles vindens strøklengde (avstanden vinden virker over), for eksempel avstanden fra land eller sjøis når det er fralandsvind eller vind fra iskant. Strøklengden er i sin tur avhengig av vindens retning. Det er derfor i utgangspunktet ikke gitt at en forverring i for eksempel vindstyrken eller hyppigheten av stormer med ekstreme vinder i framtiden gir en tilsvarende forverring i bølgehøyde eller SWH.

Debernard og Røed (2008) har tallfestet endringene ved først å framskaffe dagens bølgeforhold med bruk av dagens vindforhold for perioden 1961–90. Deretter har de framskaffet framtidens forhold for perioden 2071–2100. En prosentvis endring framkommer da ved å trekke dagens forhold fra framtidens forhold og dele resultatet på dagens klima som vist i figur 5.4.4. For SWH svarer da positive verdier til en forverring, mens negative verdier svarer til en forbedring. Det mest robuste resultatet de finner, er en forverring i bølgehøyde (SWH) i Nordsjøen og Skagerrak. For de mest ekstreme bølgene (figur 5.4.4) er økningen i SWH på 6–8 prosent.

I det store og hele viser forøvrig resul-

tatene til Debernard og Røed (2008) at det statistisk sett ikke er noen signifikante endringer i norske farvann. Et viktig unntak er Barentshavet. Resultatene her legger vi imidlertid mindre vekt på, da ingen av de globale klimamodellene greier å reprodusere dagens sjøisklima med tilstrekkelig nøyaktighet (se kapittel 5.4.2). Siden de fleste av dem har for mye is i dagens klima her, vil vi nødvendigvis få store endringer der hvor framtidens klima gir åpent vann, selv om resultatet for så vidt er korrekt.

Et interessant poeng er at når vi sammenlikner to ulike scenarioer framskrevet med samme modell, gir dette mindre forskjeller mellom dem enn om vi sammenlikner to like scenarioer fra to ulike modeller. Dette reiser spørsmålet hvor gode dagens klimamodeller egentlig er til å beskrive dagens klima, spesielt på regional skala. Det materialet vi har vist fram, er imidlertid basert på et fåtall scenarioer.

Til tross for at usikkerheten i resultatene er store, kan vi konstatere at en økning i hyppigheten av ekstreme bølgehøyder ikke kan

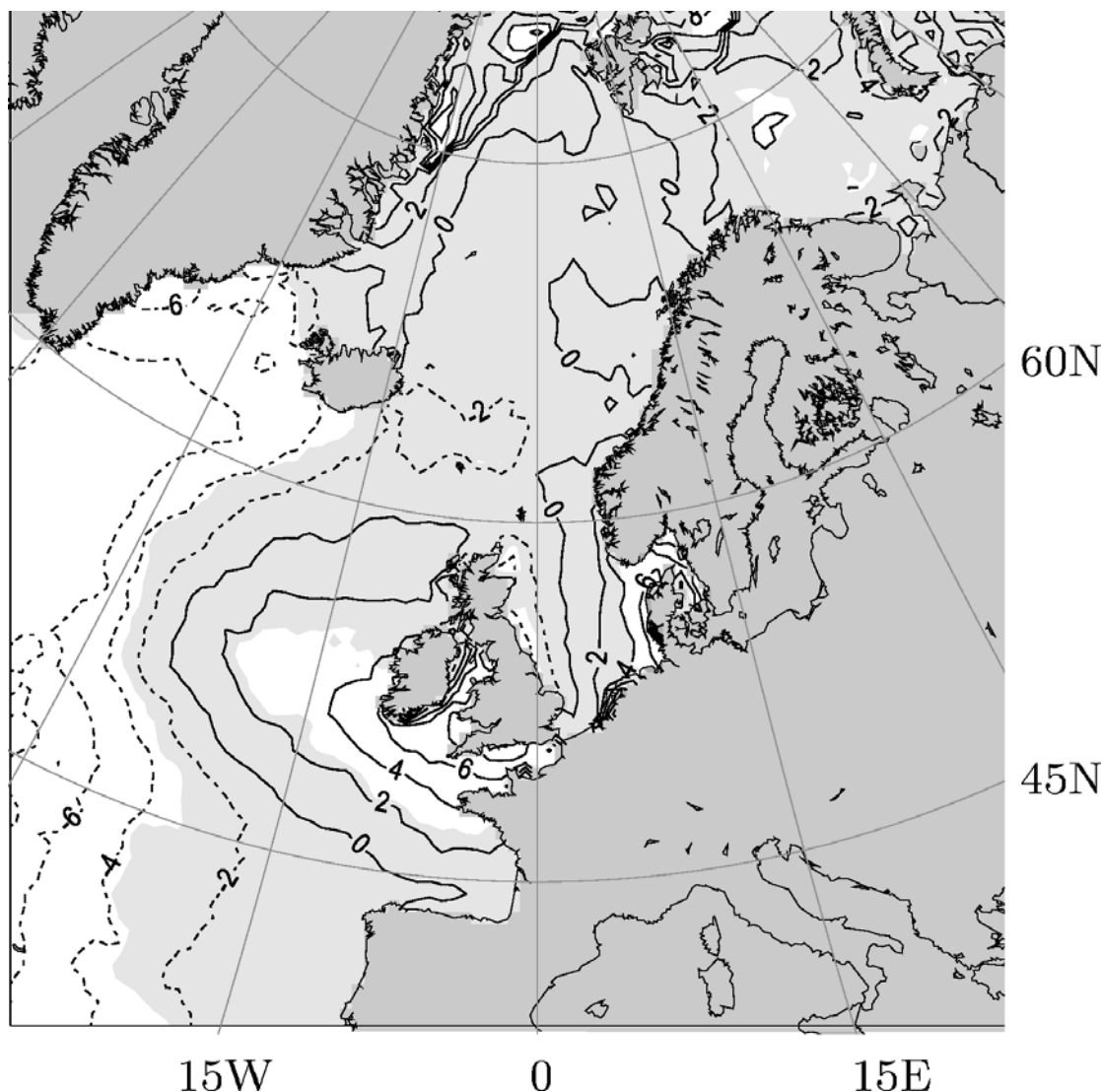
utelukkes under en global oppvarming. Ei heller at de høyeste bølgene blir høyere.

5.4.5 Sjøis

Som vist i kapittel 3 har både isareal og is-tjukkelse avtatt betydelig de siste dekadene. Fra 2005 har den gamle flerårsisen, som er ti år eller eldre, praktisk talt forsvunnet. Det er stor sannsynlighet for at det arktiske isdekket vil fortsette å avta utover i det 21. århundret (Smedsrud m.fl., 2008; Boe m.fl., 2009). Det er imidlertid stort sprik mellom de forskjellige klimamodellene når det gjelder framskrivninger av hvor raskt isdekket vil avta og når vi kan forvente isfritt Arktis om sommeren.

Figur 5.4.4

Prosentvis endring i årlig middel av ekstreme bølger (de 1 prosent høyeste tilfellene) fra dagens klima til framtidens klima i norske farvann. De hvite områdene markerer områder hvor endringen er statistisk signifikant. Fra Debernard og Røed (2008).



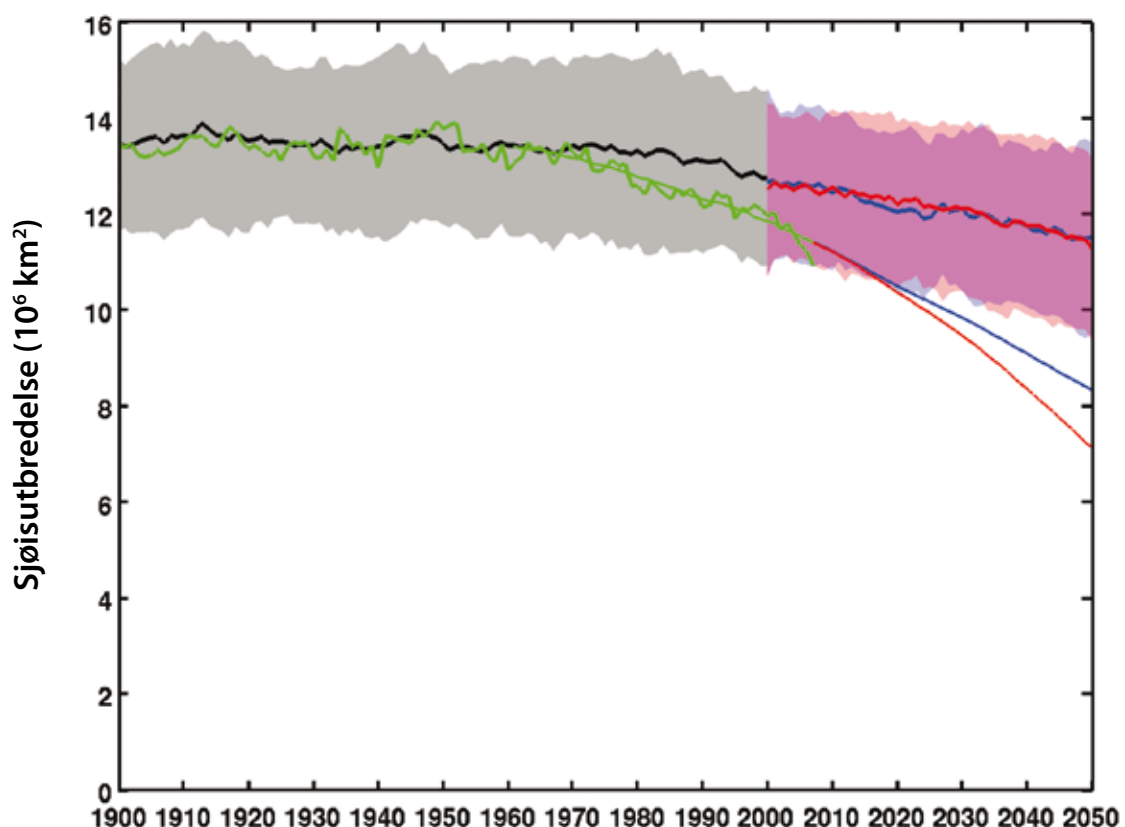
Ved å korrelere isutbredelsesdata med andre klimaindikatorer, som CO₂-innhold i atmosfæren, viser studier at årsmidlet utbredelse av havis i Arktis kan avta raskere enn det som klimamodellene gir. Dette er vist i figur 5.4.5 (Johannessen, 2008). En annen studie (Boe m.fl., 2009), basert på 18 globale klimamodeller og (det midlere) utslippsscenarioet SRES A1B, konkluderer med at sommerisen i Arktis vil være borte en gang i løpet av andre halvdel av dette århundret.

I tillegg til en avtagende trend må det også forventes store svingninger i isdekket fra år til år. Dette gjør at det blir særlig utfordrende å lage sesong- til flerårsvarsling for is med noenlunde pålitelighet. Å forbedre modellering og varsling av isen i Arktis blir en viktig oppgave, fordi det er økende menneskelig aktivitet i dette området.

Figur 5.4.5

Årsmidlet arktisk isutbredelse i det 20. og 21. århundret, basert på klimamodellsimuleringer og observasjoner. Tykk grønn linje viser observerte data. Svart linje viser middelerdi av simuleringer fra IPCC-modellene fra 1900 til 2000. Framskrivninger fra IPCC for det 21. århundret er vist med blå linje for scenario B1 og med rød linje for scenario A2. Skygge angir ± 1 standardavvik for de to scenarioene.

De tynne linjene viser prediksjoner basert på empiriske modeller som korrelerer isutbredelse med atmosfærisk CO₂-innhold i tråd med IPCC-scenarioene B1 (blå linje) og A2 (rød linje). De empiriske prediksjonene inkluderer ikke naturlige fluktuasjoner som ville vært superponert på langtidsstrendene, slik som vist med de observerte dataene (grønne linjer).



5.5 Framtidig havnivåstigning i norske kystkommuner

5.5.1 Oppsummering

I løpet av det 21. århundret kan havnivået langs norskekysten forventes å stige med rundt 70 cm langs sør- og vestlandskysten, rundt 60 cm i Nord-Norge og rundt 40 cm innerst i Oslo- og Trondheimsfjorden. Grunnet usikkerheter knyttet til de ulike bidragene til framtidig havstigning, kan havstigningen bli fra 20 cm lavere til 35 cm høyere enn verdiene gitt over. Verdier for framtidig havstigning, med usikkerheter og estimert 100 års returverdi for stormflo, er gitt i tabellform for alle landets kommuner med kystlinje.

5.5.2 Bakgrunn

Globalt og regionalt havnivå kan endre seg grunnet flere faktorer, de viktigste er:

Variasjoner i mengden av is på land – i hovedsak i form av breer og iskapper – påvirker det globale havnivået direkte. Derfor var havnivået under siste istids maksimum for ca. 20 000 år siden rundt 120 meter lavere enn i dag (Peltier og Fairbanks, 2006). På tilsvarende måte vil smelting av landis føre til at det globale havnivået stiger. På Grønland er det i dag lagret vann i form av is tilsvarende om lag 7 meter global havstigning. Tilsvarende tall for Antarktis er rundt 60 meter havstigning. Skulle alle verdens breer smelte, vil det globale havnivået øke med noen titalls cm. Havstigning på mer enn 0,5 meter per 100 år kan bare skje ved smelting av (deler av) grønlandsisen og/eller isen i Antarktis.

Havets temperatur påvirker havnivået, da havvannet utvider seg med økende temperatur (termisk ekspansjon). Siden verdenshavenes midlere dyp er på 3500 meter, snakker vi om store vannmasser som kan endre sitt volum. Men ettersom den vertikale blandingen i havet er en meget langsom prosess, vil økningen av havnivået grunnet termisk ekspansjon komme nokså langsomt, typisk 20–30 cm per 100 år. Også endringer i havets saltholdighet påvirker havnivået, men denne effekten er liten sammenlignet med termisk ekspansjon. Vann lagret på land, som følge

av naturlige klimavariasjoner og forbruk av ferskvann, vil også påvirke havnivået. Denne effekten er liten, typisk noen centimeter per 100 år.

Landheving og -senkning vil påvirke havnivået observert fra land. Denne faktoren er spesielt viktig for nordområdene, siden landet løfter seg her som følge av at den 2–3 km tykke fennoskandiske iskapen trykket landmassene ned under siste istid. Havnivået relatert til et fast punkt på land benevnes ofte *relativt havnivå*.

Havnivået er ikke jevnt fordelt på jorden. Hovedgrunnene til dette er lokale variasjoner i havstrømmene, fordelingen av varme i havet og atmosfærens vinder og lufttrykk. De lokale variasjonene kan utgjøre noen titalls centimeter.

5.5.3 Observert globalt og regionalt havnivå

Det globale havnivået har blitt observert basert på tidevannsmålinger langs deler av verdens kyster fra seint i det 19. århundret. Siden år 1900 har det globale havnivået steget med rundt 17 cm (Church m.fl., 2004; Cazenave m.fl., 2008). Fra 1993 har i tillegg målinger fra satellitt målt havets nivå. Fra 1993 har stigningen i globalt havnivå basert på satellitt-observasjoner ligget på vel 3 millimeter per år.

Økningen i global havstigning er ikke jevnt fordelt på jorden. Grunnen til dette er lokale fluktuasjoner i temperaturfordelingen i havet og endringer i havsirkulasjonen. En kan derfor ikke konkludere at det globale havnivået stiger basert på korte tidsserier for et avgrenset område på jorden.

Ser en bort fra landhevingen (se kapittel 5.5.6), har det vært en havstigning langs norskekysten på rundt 14 cm i løpet av de siste 100 årene (Vestøl, 2006). Siden store deler av kyst-Norge har en landheving på mer enn 14 cm per 100 år, har havet sunket i forhold til land, ikke steget, i denne tidsperioden. Men siden havstigningen akselererer, er dette i ferd med å endres. Med akselererende havstigning vil havnivået øke stadig raskere enn den lo-

kale landhevingen, med den følge at havet vil stå høyere på land i framtiden.

5.5.4 Framtidig global havnivåstigning

Som utgangspunkt bruker vi her tall fra Drange m.fl. (2007) basert på Rahmstorfs (2007) modell for framtidig global havnivåstigning og «business-as-usual» utslippsscenario fra FNs klimapanel (scenario A2; IPCC, 2007). Vi får da en forventet global havnivåstigning på fra 65 til 110 cm i år 2100 relativt år 2000, med 80 cm som mest sannsynlige verdi (Drange m.fl., 2007).

Modellen til Rahmstorf (2007) er basert på en delvis empirisk sammenheng mellom global temperatur og globalt havnivå, og har fått kritikk for å være for enkel. Nyere studier tyder imidlertid på at verdier for framtidig havstigning estimert fra Rahmstorfs (2007) modell gir et mer sannsynlig bilde av framtidig havnivåstigning enn IPCCs estimer (Deltacomissie, 2008; Pfeffer m.fl., 2008; Bahr m.fl., 2009; Grinsted m.fl., 2009). Dette skyldes i stor grad at bidraget fra smeltende isbreer, samt smelting og dynamiske endringer i innlandsisen på Grønland og Antarktis tidligere har blitt undervurdert.

En global havstigning på 80 cm er betydelig høyere enn estimatene fra IPCCs 2007 rapport på 23 til 51 cm for scenario A2. Det blir imidlertid presisert av IPCC at deres verdier ikke tar fullt ut høyde for flere effekter som bidrar til framtidig havstigning, i tillegg til at den fulle usikkerheten i temperaturframskrivningene ikke blir brukt i deres beregning av havnivå (IPCC, 2007). For eksempel sier synteserapporten fra IPCC (2007): «Fordi forståelsen av noen viktige effekter som påvirker framtidig havstigning er begrenset, tar denne rapporten verken for seg sannsynligheten eller gir et beste estimat eller en øvre skranke for framtidig havstigning.»

Det er derfor ikke anbefalt å bruke estimatene fra IPCC (2007) for planlegging tilknyttet framtidig havnivåstigning.

Andre utslippsscenarioer skiller seg ikke vesentlig fra scenario A2 i Drange m.fl. (2007). For scenario A1B er beregnet havnivåstigning i praksis identisk med A2, mens for scenario B1 (som representerer kraftig reduksjon i de globale klimagassutslippene, og som gir en global oppvarming på rundt 2 grader i dette århundret) ligger den vel 10 cm under A2 (Drange m.fl., 2007). Forskjellen mellom de ulike utslippsscenarioene er derfor mindre enn usikkerhetene for framtidig havnivåstigning (se under).

5.5.5 Framtidig havnivåstigning langs norskekysten

Dagens havnivåstigning er ikke uniform over hele kloden, og er heller ikke forventet å være det i framtiden (IPCC, 2007; Cazenave m.fl., 2008). Beregninger av hvordan forskjeller i framtidig fordeling av havnivåendringer vil arte seg som følge av endrete temperatur-, salt- og strømforhold, indikerer at det fram til år 2100 kan forventes omkring 10 cm høyere havstigning i vår region i forhold til det globale gjennomsnittet (IPCC, 2007).

Vi legger derfor 10 cm til den globale havnivåstigningen for vår region, og ender da opp med en midlere verdi for havnivåstigning langs norskekysten på 90 cm fram mot år 2100. For år 2050 blir tilsvarende verdi beregnet med Rahmstorfs (2007) modell til 31 cm (Drange m.fl., 2007). Endring i iskappenes gravitasjonskraft grunnet redusert masse og de effekter dette vil ha på havnivået, har blitt diskutert (Gehrels og Long, 2008; Bamber m.fl., 2009; Mitrovica m.fl., 2009). Foreløpig er størrelsen på disse effektene usikre og derfor ikke tatt hensyn til i denne rapporten.

5.5.6 Landheving

En effekt som er spesielt viktig for vår region er landheving. Etter siste istid har landet i Norge og Skandinavia hevet seg kraftig etter som vekten av den fennoskandiske innlandsisen forsvant. Landhevingen i dette området pågår fortsatt, og verdiene for dagens landheving er beregnet av Vestøl (2006). I prinsippet går landhevingen stadig saktere, men i et tidsperspektiv på 100 år fram i tid kan vi anta at landhevingen er konstant. Dermed kan forventet landheving beregnes for år 2050 og år 2100. For norskekysten varierer landhevingen fra vel 10 cm per 100 år helt i vest (Karmøy) til knappe 50 cm per 100 år innerst i Oslo- og Trondheimsfjorden.

5.5.7 Tidevann og stormflo

Flo og fjære skyldes i hovedsak månens tiltrekningskraft på havet, men også solens gravitasjonskraft gir et bidrag. Omkring nymåne og fullmåne ligger månen og solen på linje i forhold til jorden, noe som resulterer i en ekstra høy flo kalt springflo.

Den høyeste springfloen som er mulig under midlere værforhold, og som er matematisk beregnet over en periode på 19 år, kalles høyeste astronomiske tidevann eller HAT. Dette er imidlertid ikke den høyeste mulige vannstand, for i tillegg til de astronomiske påvirkningene spiller også værforholdene

en betydelig rolle. For eksempel vil sterk pålandsvind eller vind fra sørvest føre til en oppstuvning av vannmasser langs store deler av norskekysten. Lavt lufttrykk bidrar også til at havnivået øker grunnet redusert lufttrykk mot havflaten. Summen av de meteorologiske bidragene kan komme opp i over én meter (*Tidevannstabeller* 2007). Dersom værets virkning på havnivået sammenfaller med springflo kan vi få havnivåer som betydelig overstiger HAT. Dette kalles stormflo.

Lowe og Gregory (2005) har modellert endringer i framtidig stormflo, blant annet basert på IPCCs scenario A2. Denne modellen indikerer en økning i høyden på stormflo langs den sørvestlige delen av norskekysten på ca. 10 centimeter fram mot tiåret 2080–90, grunnet en svak økning i stormaktivitet og -intensitet. Også Debernard og Røed (2008) har gjennomført en slik modellering med fokus på norske farvann basert på IPCC-scenarioene A2, B2, og A1B. Også deres resultater viser en økning i ekstrem stormflo på 8–10 prosent for deler av Skagerrak, men en noe mer usikker økning på 2–4 prosent for mesteparten av norskekysten. Derfor legges det her til 10 ± 5 cm for stormflo i år 2100, og $5 \pm 2,5$ cm for år 2050.

5.5.8 Referansenivå for framtidig stormflo – NN1954

Referansenivået som er brukt ved beregning av stormfloverdier i denne rapporten, er NN1954 (normalnull 1954). Dette nivået er valgt fordi det representerer nullnivået (høydekote 0) i landkart og er det mest brukte referansenivået i planleggingsarbeid. NN1954 ligger nær middelvannstand ved de fleste målestasjoner. Det største avviket finner vi i Rørvik, der NN1954 ligger 17 cm høyere enn middelvann. I Honningsvåg er ikke NN1954-nivået beregnet, så her er middelvannstand brukt som referansenivå. Normalnull 1954 må ikke forveksles med sjøkartnull, som er referansenivå for dybder i sjøkart og nullnivået i tidevannsdata fra Sjøkartverket.

5.5.9 Spesialtilfeller av tidevann

Noen kommuner grenser til områder med ulike tidevannsnivåer. Dette gjelder spesielt kommunene i Lofoten, hvor det er stor forskjell på tidevannet fra sørsiden til nordsiden av øyer og land. I tillegg gjelder det Bodø kommune, Vindafjord kommune, samt kommuner i Tromsø-området og rundt innløpet til Trondheimsfjorden. For de aktuelle kommunene er det derfor beregnet to verdier. Det finnes ikke tidevannsdata for våre målepunkter

i Beiarn og Voss kommune. Disse punktene ligger innenfor trange fjordterskler som kan dempe tidevannets påvirkning. Verdiene som er oppgitt for disse to kommunene, er beregnet for punkter utenfor fjordtersklene, og de kan derfor ses på som maksimumsverdier. Spesialtilfellene som er nevnt over, er angitt i tabellen som gir framtidig havstigning for kommuner med kyst.

5.5.10 Returnivåer for stormflo

Sjøkartverket har ved hjelp av sine måleserier regnet ut gjentaksintervaller eller returnivåer for tidevannet ved de faste målestasjonene. Dette gir oss sannsynligheten for at en stormflo av en viss størrelse inntreffer.

Siden vi i denne rapporten opererer med et tilnærmet 100-års tidsperspektiv, har vi valgt å bruke et 100-års returnivå i våre stormfloverdier. Det betyr at en stormflo av oppgitt størrelse i gjennomsnitt vil inntreffe én gang i løpet av 100 år. For eksempel er 100 års returnivå for Oslo beregnet til 185 cm relativt NN1954, noe som betyr at det vil gå i gjennomsnitt 100 år mellom hver gang en stormflo på 185 cm over normalnull inntreffer. HAT ligger i Oslo bare 21 cm over NN1954, noe som betyr at 100-års returnivå ligger 164 cm over HAT. Det vil si at værets påvirkning ved et 100-års returnivå i Oslo tilsvarer minimum 164 cm, men kan i teorien være større. Det høyeste havnivået som er observert i Oslo inntraff i 1914, og lå for eksempel 159 cm over HAT. Ved denne målingen har Sjøkartverket beregnet det astronomiske tidevannet til 24 cm under HAT, noe som betyr at værets påvirkning på vannstanden i dette tilfellet kan ha vært hele 183 cm.

Det bør presiseres at et 100-års returnivå ikke representerer det verst tenkelig scenario for stormflo, da det er fullt mulig at høyere nivåer inntreffer. Ved de faste målestasjonene i Rørvik, Trondheim og Tregde er det observert nivåer som ligger over 100 års returnivå; i Rørvik hele 28 cm over, for Trondheim 6 cm over og Tregde 1 cm over. For resten av vannstands målerne ligger beregnet 100-års returnivå over høyeste observerte nivå, maksimalt 35 cm over for målestasjonen ved Helgeroa.

5.5.11 Usikkerheter

Usikkerhetene i beregnet havnivåstigning langs norskekysten er basert på den høyeste usikkerheten gitt i Drange m.fl. (2007), uavhengig av utslippsscenario, det vil si fra –20 cm til +35 cm for beregnet havnivåstigning i år 2100. I dette usikkerhetsintervallet er det

inkludert en usikkerhet i landhevingsverdiene på ± 5 cm. I tabellen for framtidig havnivå er landhevingsdataene ikke oppgitt med usikkerhet, siden denne allerede ligger inne i havnivåstigningen. Den samlede usikkerheten har et spenn på 55 cm, eller lik usikkerheten beregnet for global havnivåstigning i den nederlandske deltakommisjonens rapport (Deltacommissie, 2008). Grinsted m.fl. (2009) oppgir også usikkerheten for to standardavvik i sine estimater til å være omkring en halv meter. Usikkerhetsintervallet for år 2050 hentet fra Drange m.fl. (2007) er fra -8 til $+14$ cm. Oppsummert er dermed verdiene for framtidig havnivåstigning som er brukt i denne rapporten:

- År 2050: 31 cm med usikkerhet $-8/+14$ cm (totalt 23 til 45 cm)
- År 2100: 90 cm med usikkerhet $-20/+35$ cm (totalt 70 til 125 cm)

Tabell 5.5.1 viser øvre og nedre verdier for havnivåstigning og stormflo når usikkerhetene er tatt med for de største byene i Norge.

Usikkerheten knyttet til beregning av stormflonivåer er ikke tallfestet og ikke tatt med i de oppgitte verdier for framtidig stormflonivå. Det bør imidlertid tas høyde for at usikkerheten i disse verdiene for enkelte steder kan være like stor, om ikke større, enn usikkerheten i selve havnivåstigningen gitt

over. Ved de faste vannstandsmålerne (se <http://vannstand.statkart.no/kart.php>) spriker de statistiske modellene for et 100 års returnivå med omkring 10 centimeter. Når vi beveger oss bort fra de faste vannstandsmålerne, vil vi i tillegg få usikkerheter tilknyttet interpolering av referansenivået (NN1954) og lokale kyst- og dybdeforhold. Oppsummert kan det sies å være små usikkerheter i returnivåene ved de faste vannstandsmålerne, mens vi får en stadig økende usikkerhet med økt avstand fra disse. Spesielt høy usikkerhet får vi innover de store vestlandsfjordene der værrets påvirkning på vannstanden er dårlig kartlagt.

En annen faktor som lokalt sett kan være vel så viktig som tidevannsendringer, er hvor utsatt et område er for bølger. Det bør derfor utvises forsiktighet ved bruk av disse dataene, og det bør alltid gjøres en lokal vurdering. Særlig gjelder dette der mindre fjorder kan gi en lokal forsterkning av tidevannets påvirkning, eller steder som ligger spesielt utsatt til for høye bølger. For områder som ligger innenfor grunne fjordterskler med tidevannsstrømmer, vil stormfloverdiene mest sannsynlig være en del lavere enn oppgitt i denne rapporten. Verdier for alle Norges kommuner med kystlinje er gitt i egen tabell. Se Vasskog og Drange (2009) for en forklaring av tabellen.

Tabell 5.5.1

Øvre og nedre verdier for havnivåstigning og stormflo (100 års returnivå) medregnet usikkerheter i havnivåstigning.

	2050				2100			
	Havstigning (cm)		Stormflo (cm) Relativt NN1954		Havstigning (cm)		Stormflo (cm) Relativt NN1954	
	Min.	Maks.	Min.	Maks.	Min.	Maks.	Min.	Maks.
Tromsø	10	32	229	251	43	98	267	322
Trondheim	-1	21	246	268	22	77	274	329
Bergen	15	37	178	200	53	108	221	276
Stavanger	17	39	143	165	58	113	189	244
Oslo	-1	21	189	211	21	76	216	271

Tabell 5.5.2

Tabellen går over denne og de fire neste sidene.

Estimert havstigning i år 2050 og 2100 (relativt år 2000) for alle landets kommuner med kystlinje.

Landheving (cm) angir hvor mye landet hever seg – og **relativ havstigning (cm)** hvor mye havet forventes å stige relativt land for de to tidsperiodene.

100-års returnivå (cm) betegner at en stormflo av oppgitt størrelse i gjennomsnitt vil inntreffe én gang i løpet av 100 år. 100-års returnivå er gitt relativt NN1954, som angir null-koten på landkart.

Noen kommuner er oppført med to verdier, dette da tidevannet og dermed 100-års returnivå varierer mye innen kommunen.

Usikkerhetene for relativ havstigning er på –8 til +14 cm i år 2005 og –20 til +35 cm i år 2100. Dette betyr at relativ havstigning for Drammen i år 2100 (relativt år 2000) ligger mellom 25 og 80 cm, med mest sannsynlig havstigning på 45 cm.

* Usikkerheten for 100 års returnivå er ikke tallfestet i denne rapporten. Ved de faste vannstandsmålerne regnes denne usikkerheten for å være mindre enn usikkerheten i havstigningsverdiene. Usikkerheten øker imidlertid jo lenger unna vi kommer fra de faste målestasjonene, og den kan derfor være stor i enkelte områder. Se del 3.2 og 3.3 av rapporten.

Kommuner med to målepunkter. Se del 1.5 og 2.3 av rapporten for nærmere forklaring: Vindafjord i Rogaland; Bjugn, Ørland, Snillfjord og Agdenes i Sør-Trøndelag; Vågan, Vestvågøy, Flakstad, Moskenes, Værøy, Tjeldsund og Bodø i Nordland; Tromsø og Balfjord i Troms.

Skjerstad kommune ble slått sammen med Bodø kommune i 2005.

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	År 2050 relativt år 2000			År 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)
Usikkerhet: –8 til +14 cm			Usikkerhet: –20 til +35 cm					
Finnmark								
2030	Sør-Varanger	Kirkenes	15	16	247	30	60	296
2027	Nesseby	Nesseby	13	18	259	25	65	310
2003	Vadsø	Vadsø	13	18	251	26	64	302
2002	Vardø	Vardø	11	20	240	22	68	293
2028	Båtsfjord	Båtsfjord	12	20	232	23	67	284
2024	Berlevåg	Berlevåg	11	20	227	23	67	279
2025	Tana	Smalfjord	12	19	242	24	66	293
2023	Gamvik	Gamvik	10	21	241	20	71	296
2022	Lebesby	Lebesby	13	18	240	25	65	292
2019	Nordkapp	Honningsvåg	11	20	247	22	69	301
2020	Porsanger	Lakselv	15	16	256	31	59	305
2018	Måsøy	Havøysund	12	19	233	23	67	285
2017	Kvalsund	Kvalsund	13	18	232	26	64	283
2004	Hammerfest	Hammerfest	13	19	236	25	65	287
2015	Hasvik	Breivikbotn	13	18	235	26	64	286
2012	Alta	Alta	15	16	239	31	60	287
2014	Loppa	Øksfjord	15	16	239	31	60	287
Troms								
1943	Kvænangen	Burfjord	16	15	247	32	58	295
1942	Nordreisa	Sørkjosen	17	14	245	34	56	292
1941	Skjervøy	Skjervøy	16	15	247	33	57	295
1940	Kåfjord	Olderdalen	18	13	246	36	54	292
1939	Storfjord	Skibotn	17	14	246	35	55	293
1938	Lyngen	Lyngseidet	17	14	246	34	56	293
1936	Karlsøy	Karlsøy	14	17	246	29	62	296
1902	Tromsø	Tromsø (Breidvika)	13	18	237	27	63	287
		Sommarøy	13	18	213	26	64	264
1933	Balsfjord	Storsteinnes	17	14	243	34	56	290
		Mortenhals	16	15	210	32	58	258
1924	Målselv	Målsnes	16	15	210	32	58	258
1931	Lenvik	Finnsnes	16	15	213	32	58	262
1929	Berg	Skaland	14	17	212	27	63	262
1928	Torsken	Gryllefjord	13	18	210	26	64	261
1927	Tranøy	Vangsvik	16	15	213	33	57	261
1925	Sørreisa	Sørreisa	17	14	212	34	56	259
1926	Dyrøy	Brøstadbotn	16	15	213	33	57	260
1923	Salangen	Sjøvegan	20	11	210	40	50	254
1920	Lavangen	Tennevoll	21	11	210	41	49	253
1919	Gratangen	Årstein	21	10	209	42	48	252
1917	Ibestad	Hamnvik	17	14	213	34	56	260
1913	Skånland	Evenskjer	17	14	222	34	56	269
1915	Bjarkøy	Nergårshamn	13	18	214	25	65	265
1901	Harstad	Harstad	14	17	216	27	63	267
1911	Kvæfjord	Borkenes	14	17	213	29	61	263
Nordland								
1871	Andøy	Andenes	12	19	212	24	66	264
1868	Øksnes	Myre	12	19	214	25	65	266
1870	Sortland	Sortland	13	18	213	26	64	264
1867	Bø	Straume	12	19	214	24	66	266
1866	Hadsel	Stokmarknes	12	19	214	25	65	265
1865	Vågan	Svolvær (Sør)	13	18	288	26	64	339
		Laukvika (Nord)	12	19	219	25	66	271
1860	Vestvågøy	Leknes (Sør)	12	19	287	24	66	339
		Eggum (Nord)	11	20	215	23	67	267
1859	Flakstad	Ramberg (Nord)	12	19	230	24	66	282
		Nusfjord (Sør)	12	19	285	24	66	337
1874	Moskenes	Reine (Sør)	12	20	264	23	67	317
		(Nord)	11	20	220	22	68	273
1857	Værøy	Sørland (Sør)	12	19	256	25	66	307
		Flyplass (Nord)	12	19	243	25	66	295
1856	Røst	Røstlandet	11	20	247	21	69	300
1851	Lødingen	Lødingen	17	14	294	33	57	341
1852	Tjeldsund	Nedre Fjeldal (Nord)	17	14	222	34	56	269

Tabell 5.5.2 (ark 2)
Se side 119 for forklaring

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner							
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	Ar 2050 relativt år 2000			Ar 2100 relativt år 2000	
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)
			Usikkerhet: -8 til +14 cm			Usikkerhet: -20 til +35 cm	
		Ramsund (Sør)	18	13	297	36	54
1853	Evenes	Bogen	20	11	300	41	49
1805	Narvik	Narvik	22	9	302	44	46
1854	Ballangen	Ballangen	20	11	298	40	51
1850	Tysfjord	Kjøpsvik	19	12	292	38	52
1849	Hamarøy	Oppeid	18	13	295	35	55
1848	Steigen	Leinesfjorden	18	13	281	36	54
1845	Sørfold	Straumen	23	8	258	46	44
1804	Bodø	Bodø	18	13	257	36	54
		Skjerstadfjorden	20	11	195	40	50
1841	Fauske	Fauske	21	10	197	43	48
1840	Saltdal	Rognan	24	8	195	47	43
1842	Skjerstad	Misvær	20	11	197	40	50
1839	Beiarn	Moldjord (Leirvika)	21	10	255	43	48
1838	Gildeskål	Inndyr	20	11	254	40	50
1837	Meløy	Ørnes	22	9	250	44	46
1836	Rødøy	Våga	20	11	251	40	50
1833	Rana	Mo i Rana	27	4	247	53	37
1835	Træna	Selvær	15	16	252	31	59
1834	Lurøy	Lurøy	20	11	247	40	50
1828	Nesna	Nesna	22	9	247	44	46
1822	Leirfjord	Leland	22	9	248	44	47
1832	Hemnes	Bjerka	26	5	247	51	39
1824	Vefsn	Mosjøen	23	8	252	46	44
1827	Dønna	Solfjellsjøen	20	11	246	40	50
1818	Herøy	Silvalen	22	9	249	45	46
1820	Alstahaug	Sandnessjøen	22	9	249	44	46
1815	Vega	Holand	21	10	252	41	49
1816	Vevelstad	Forvik	23	8	250	46	45
1813	Brønnøy	Brønnøysund	23	8	249	46	44
1812	Sømna	Vik (Sørvika)	23	8	250	46	44
1811	Bindal	Terråk	25	6	248	51	39
Nord-Trøndelag							
1755	Leka	Sør-Gutvika	24	7	248	47	43
1751	Nærøy	Kolvereid	23	8	245	47	43
1743	Høylandet	Kongsmoen	26	5	250	53	37
1750	Vikna	Rørvik	21	10	245	43	48
1748	Fosnes	Salsnes	23	8	241	46	44
1703	Namsos	Namsos	23	8	235	47	43
1749	Flatanger	Lauvsnes	21	10	235	42	48
1725	Namdalseid	Sjøåsen	22	9	233	45	45
1724	Verran	Malm	23	8	287	47	43
1702	Steinkjer	Steinkjer	26	5	277	51	39
1729	Inderøy	Straumen	25	6	269	51	39
1718	Leksvik	Leksvik	24	7	262	48	42
1723	Mosvik	Saltvikhamna	25	6	267	50	40
1721	Verdal	Verdal	25	6	268	51	39
1719	Levanger	Levanger	26	5	266	53	37
1717	Frosta	Sørgrenda	25	6	255	50	40
1714	Stjørdal	Stjørdalshalsen	26	5	253	52	38
Sør-Trøndelag							
1633	Osen	Osen	20	11	232	40	50
1632	Roan	Roan	20	11	230	39	51
1630	Åfjord	Årnes	20	11	225	41	49
1627	Bjugn	Botngård	19	12	234	38	52
		Høybakken	19	12	253	38	52
1620	Frøya	Sistranda	14	17	235	29	61
1621	Ørland	Brekstad	19	12	250	38	53
		Uthaug	18	13	233	36	54
1624	Rissa	Rissa	20	11	251	41	49
1617	Hitra	Fillan	15	16	237	31	59
1613	Snillfjord	Krogstadøra	18	13	232	36	54
		Futstranda	17	14	243	33	57
1622	Agdenes	Lensvik	20	11	255	40	51

Tabell 5.5.2 (ark 3)
Se side 119 for forklaring

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	År 2050 relativt år 2000			År 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)
			Usikkerhet: -8 til +14 cm			Usikkerhet: -20 til +35 cm		
		Stavøysundet	18	13	240	36	54	286
1612	Hemne	Kyrksæterøra	16	15	235	32	58	283
1638	Orkdal	Orkanger	21	10	253	42	48	296
1657	Skaun	Børsa	23	8	252	45	45	293
1653	Melhus	Gran	23	8	251	47	43	292
1601	Trondheim	Trondheim	24	7	254	48	42	294
1663	Malvik	Hommelvik	27	4	251	54	36	288
Møre og Romsdal								
1573	Smøla	Hopen	13	18	220	27	63	271
1576	Aure	Aure	14	17	222	29	61	271
1571	Halsa	Vågland	15	16	221	30	61	271
1566	Surnadal	Surnadalsøra	17	14	219	33	57	267
1503	Kristiansund	Kristiansund	13	18	219	26	64	270
1556	Frei	Rensvik	13	18	219	27	64	270
1560	Tingvoll	Tingvoll	15	16	220	30	61	269
1563	Sunndal	Sunndalsøra	16	15	221	33	57	268
1554	Averøy	Kårvåg	13	18	218	25	65	269
1557	Gjemnes	Batnfjordsøra	13	18	223	25	65	274
1543	Neset	Eidsvåg	14	17	216	29	61	265
1551	Eide	Eide	13	19	219	25	65	270
1548	Fræna	Elnesvågen	12	20	219	23	67	272
1502	Molde	Molde	12	19	221	23	67	274
1539	Rauma	Åndalsnes	14	17	218	27	63	269
1547	Aukra	Aukrasanden	11	20	221	23	67	273
1546	Sandøy	Steinshamn	11	20	219	22	68	272
1545	Midsund	Midsund	11	20	220	21	69	273
1535	Vestnes	Helland	12	19	222	24	66	274
1534	Haram	Brattvåg	10	21	217	21	69	270
1529	Skodje	Skodje	10	21	217	21	69	270
1523	Ørskog	Sjøholt	11	20	217	22	68	270
1526	Stordal	Stordal	11	20	217	22	68	270
1524	Norddal	Sylte	13	18	217	26	65	268
1532	Giske	Valderhaugstranda	9	22	220	19	71	274
1504	Ålesund	Ålesund	9	22	220	19	71	274
1528	Sykkylven	Aure	10	21	219	20	70	273
1525	Stranda	Stranda	11	20	218	23	67	270
1516	Ulstein	Ulsteinvik	9	22	217	18	72	272
1517	Hareid	Hareid	9	22	218	18	72	273
1531	Sula	Langevågen	9	22	220	18	72	275
1520	Ørsta	Ørsta	9	22	217	19	72	272
1515	Herøy	Fosnavåg	9	22	215	18	72	269
1519	Volda	Volda	9	22	216	18	72	271
1514	Sande	Larsnes	9	22	213	18	72	268
1511	Vanylven	Fiskå	9	22	209	19	71	264
Sogn og Fjordane								
1441	Selje	Selje	9	22	211	19	71	265
1439	Vågsøy	Måløy	9	22	201	19	71	255
1443	Eid	Nordfjordeid	9	22	208	19	71	263
1449	Stryn	Stryn	10	21	212	21	69	266
1438	Bremanger	Svelgen	10	21	194	20	70	248
1445	Gloppen	Sandane	11	20	207	21	69	260
1401	Flora	Florø	10	21	193	20	70	247
1433	Naustdal	Naustdal	12	19	191	23	67	243
1426	Luster	Gaupne	13	18	194	26	64	245
1428	Askvoll	Askvoll	10	21	189	20	70	243
1432	Førde	Førde	12	19	190	24	66	242
1429	Fjaler	Dale	10	21	189	21	69	243
1430	Gaular	Bygstad	12	19	188	23	67	240
1418	Balestrand	Balestrand	11	20	194	23	67	247
1419	Leikanger	Leikanger	12	19	194	24	67	246
1420	Sogndal	Sogndal	12	19	194	25	65	246
1424	Årdal	Årdalstangen	14	17	193	28	62	242
1412	Solund	Hardbakke	9	22	187	19	71	241
1413	Hyllestad	Hyllestad	10	21	187	20	70	241

Tabell 5.5.2 (ark 4)
Se side 119 for forklaring

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	År 2050 relativt år 2000			År 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * relativt NN(1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * relativt NN(1954)
			Usikkerhet: -8 til +14 cm			Usikkerhet: -20 til +35 cm		
1416	Høyanger	Høyanger	12	19	192	23	67	245
1417	Vik	Vik	11	20	195	23	67	248
1421	Aurland	Aurlandsvangen	12	19	196	24	66	247
1422	Lærdal	Lærdalsøyri	13	18	194	27	63	245
1411	Gulen	Eivindvik	9	22	189	18	72	244
Hordaland								
1265	Fedje	Fedje	9	22	186	18	72	241
1264	Austrheim	Fonnes	9	22	188	18	72	243
1266	Masfjorden	Solheim	10	22	188	19	71	243
1252	Modalen	Mo	9	22	187	19	72	241
1260	Radøy	Manger	9	22	185	18	72	240
1263	Lindås	Knarvik	9	23	186	17	73	241
1251	Vaksdal	Vaksdal	9	22	187	18	73	242
1235	Voss	Flåtåberget	9	22	187	18	73	242
1259	Øygarden	Tjeldstø	9	22	185	17	73	241
1256	Meland	Frekhaug	9	23	186	17	73	241
1253	Osterøy	Lonevåg	9	22	187	17	73	243
1246	Fjell	Straume	8	23	181	17	73	237
1247	Askøy	Kleppestø	8	23	186	17	73	241
1201	Bergen	Bergen	8	23	186	17	73	241
1242	Samnanger	Tysse	9	22	168	17	73	224
1238	Kvam	Norheimsund	9	22	177	18	72	232
1234	Granvin	Eide	11	20	176	21	69	230
1233	Ulvik	Ulvik	11	20	175	23	67	228
1245	Sund	Tælavåg	8	23	175	17	73	231
1244	Austevoll	Storebø	8	23	173	16	74	229
1243	Os	Osøyro	8	23	171	16	74	227
1241	Fusa	Eikelandsosen	8	23	170	16	74	225
1227	Jondal	Jondal	9	22	176	17	73	232
1231	Ullensvang	Kinsarvik	10	21	178	20	70	231
1232	Eidfjord	Eidfjord	11	19	175	23	68	228
1223	Tysnes	Uggdalseidet	8	23	172	15	75	228
1219	Bømlo	Svortland	7	24	169	14	76	226
1222	Fitjar	Fitjar	7	24	173	14	76	229
1221	Stord	Leirvik	7	24	170	14	76	227
1224	Kvinnherad	Rosendal	8	23	168	16	74	224
1228	Odda	Odda	9	22	183	17	73	238
1216	Sveio	Mølstrevåg	6	25	163	12	78	221
1211	Etne	Etne	7	24	172	15	75	228
Rogaland								
1106	Haugesund	Haugesund	5	26	155	10	80	214
1160	Vindafjord	Ølen	7	24	172	14	76	229
		Sandeid	7	24	145	14	76	203
1135	Sauda	Sauda	8	23	144	16	74	200
1151	Utsira	Nordvik	5	26	153	10	80	212
1149	Karmøy	Kopervik	5	26	148	10	80	207
1146	Tysvær	Hervik	6	25	147	12	78	205
1134	Suldal	Sand	8	23	145	16	74	201
1145	Bokn	Føresvik	5	26	149	11	79	207
1141	Finnøy	Judaberg	6	25	148	13	77	205
1133	Hjelmeland	Hjelmeland	7	24	147	14	76	204
1144	Kvitsøy	Ystabøhamn	5	26	150	10	80	209
1142	Rennesøy	Vikevåg	6	25	149	11	79	208
1127	Randaberg	Bøvika	6	25	151	11	79	209
1103	Stavanger	Stavanger	6	25	151	12	78	209
1130	Strand	Jørpeland	6	25	151	13	77	208
1124	Sola	Solavika	6	25	147	11	79	206
1102	Sandnes	Sandnes	6	25	152	12	78	210
1129	Forsand	Forsand	7	24	153	13	77	211
1120	Klepp	Revtangen	6	26	141	11	79	199
1122	Gjesdal	Frafjord	6	26	156	11	79	215
1119	Hå	Sirevåg	5	26	142	10	80	201
1101	Eigersund	Eigersund	4	27	133	9	81	192
1111	Sokndal	Sogndalsstranda	4	27	135	9	81	194

Tabell 5.5.2 (ark 5)
Se side 119 for forklaring

Fremtidig havnivåstigning i norske kystkommuner								
Kommunennummer	Kommune	Målepunkt	År 2050 relativt år 2000			År 2100 relativt år 2000		
			Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)	Landheving (cm)	Havstigning (cm)	100-års returnivå * (relativt NN1954)
Vest-Agder								
1004	Flekkefjord	Flekkefjord	4	27	137	9	81	196
1037	Kvinesdal	Øye	5	26	137	9	81	197
1003	Farsund	Farsund	5	26	140	10	80	199
1032	Lyngdal	Lyngdal	6	25	139	11	79	198
1029	Lindesnes	Åvik	6	25	142	12	78	200
1002	Mandal	Mandal	6	25	144	13	77	201
1018	Søgne	Høllen	7	24	149	14	76	205
1001	Kristiansand	Kristiansand	8	23	152	16	74	208
Aust-Agder								
0926	Lillesand	Lillesand	10	21	160	20	70	214
0904	Grimstad	Grimstad	11	20	163	22	68	216
0906	Arendal	Arendal	12	19	158	24	66	209
0914	Tvedestrand	Tvedestrand	12	19	164	25	65	216
0901	Risør	Risør	13	18	170	26	64	221
Telemark								
0815	Kragerø	Kragerø	13	18	175	26	64	226
0814	Bamble	Langesund	15	16	181	30	60	230
0805	Porsgrunn	Porsgrunn	16	15	181	32	58	229
Vestfold								
0709	Larvik	Larvik	16	15	182	32	58	230
0706	Sandefjord	Sandefjord	17	14	181	34	56	228
0723	Tjøme	Verdens Ende	17	14	171	34	57	219
0720	Stokke	Melsomvik	18	13	170	36	54	216
0722	Nøtterøy	Årøysund	18	13	170	37	53	216
0704	Tønsberg	Tønsberg	18	13	170	36	54	216
0701	Horten	Horten	19	12	169	39	52	214
0716	Re	Mulodden	20	11	168	40	50	212
0702	Holmestrand	Holmestrand	20	11	168	40	50	212
0713	Sande	Selvik	21	10	167	42	48	211
0711	Svelvik	Svelvik	21	10	167	42	48	211
Buskerud								
0602	Drammen	Drammen (Tangen)	22	9	166	45	45	208
0626	Lier	Linnestranda	22	9	166	45	45	208
0627	Røyken	Nærnes	22	9	181	45	45	222
0628	Hurum	Tofte	21	10	167	43	48	210
Oslo								
0301	Oslo	Oslo	25	7	197	49	41	236
Akershus								
0220	Asker	Konglungen	23	8	186	47	44	227
0219	Bærum	Sandvika	24	7	192	48	42	232
0216	Nesodden	Nesoddtangen	24	7	191	48	42	231
0217	Oppegård	Svartskog	23	8	183	46	44	224
0215	Frogn	Drøbak	22	9	174	44	46	216
0214	Ås	Nesset	23	8	177	46	44	218
0211	Vestby	Son	20	11	170	39	51	214
Østfold								
0104	Moss	Moss	19	12	170	39	51	214
0136	Rygge	Rørvik	19	12	171	38	52	216
0135	Råde	Saltnes	19	12	171	38	52	217
0106	Fredrikstad	Fredrikstad	19	12	172	38	52	217
0105	Sarpsborg	Høysand	21	10	171	41	49	214
0111	Hvaler	Skjærhollen	19	12	173	37	53	219
0101	Halden	Halden	21	10	171	42	48	214

6. Vurderinger og bruk av de ulike klimaframskrivningene

6.1 Usikkerhet knyttet til globale og regionale klimaframskrivninger

Som beskrevet i avsnitt 5.1 er det flere typer usikkerheter knyttet til klimaframskrivninger på global og regional skala. Noen av usikkerhetsskildene lar seg tallfeste, andre kan bare estimeres. Grovt sagt kan usikkerhetene deles i fire kategorier:

1. **Naturlig klimavariasjon.** Naturlige og tilfeldige variasjoner i klima, som kan ha utstrekning fra et lite geografisk område til store deler av jorden, og som typisk varer fra noen år til opptil ett til to tiår. I noen tilfeller kan naturlig klimavariasjon være i hundre år og mer.
2. **Naturlig klimapådriv.** Endringer i klimapådriv som menneskeheten ikke har kontroll over, for eksempel vulkanutbrudd eller endring knyttet til stråling fra solen.
3. **Menneskeskapt klimapådriv.** Endringer i klimapådriv som skyldes samlet effekt av menneskeaktivitet, i hovedsak utslipp av klimagasser og -partikler fra forbrenning av kull, olje eller gass, men også skogshogst, endring i bruk av land og sementproduksjon.
4. **Ufullstendig kunnskap.** Klimaet er komplisert, og vi vil aldri kunne opparbeide fullverdig kunnskap om hvordan klimaet fungerer. Det vil derfor alltid være usikkerheter, for eksempel knyttet til prosesser i atmosfæren, på landjorden og i havet – og til vekselvirkninger mellom disse. Det er også forenklinger, svakheter og mangler ved klimamodellene som brukes for å

beskrive dagens og framtidig klima. Disse kildene gir alle opphav til usikkerheter.

6.1.1 Naturlig klimavariasjon

Vi vet at verdien av et værvarsel avtar raskt når vi går fra to til fem dagers varsel. Grunnen til dette er at været er kaotisk, at små endringer i atmosfæren på et sted kan føre til store endringer et annet sted. Derfor er det vanskelig, og i mange tilfeller umulig, å varsle været for mer enn én uke fram i tid.

På tilsvarende måte er det tilfeldige variasjoner i klima. Klima er her middelværet over tid, typisk for noen tiår og mer. De viktigste av de naturlige klimavariasjonene varer fra noen år til noen tiår. Den geografiske utstrekningen til naturlige klimavariasjoner kan være regional (for eksempel Arktis eller Nordvest-Europa) eller dekke store deler av jorden.

Den viktigste av de naturlige forekomne klimavariasjonene er knyttet til variasjoner i havtemperaturen langs og nær ekvator i Stillehavet. Disse variasjonene skjer typisk med en tidsskala på 3–7 år, og på det sterkeste kan havtemperaturen i Stillehavet variere med 6–8 grader i løpet av noen få år. For eksempel var havtemperaturen langs ekvator i Stillehavet meget høy i 1997–98, mens den har vært lav i 2007–08. Disse variasjonene, kalt El Niño når det er varmt og La Niña når det er kaldt, påvirker været for store deler av jorden. Også jordens middeltemperatur varierer med El Niño og La Niña. Dette antas å være en viktig

årsak til den rekordhøye globale temperaturen i 1998 og den relativt lave temperaturen i 2007 (se figur 3.1.1). Som et resultat av omfattende observasjoner og betydelig modelleringsaktivitet er det i dag mulig å varsle El Niño og La Niña 3–6 måneder fram i tid.

Den viktigste naturlige klimavariasjonen i Norges nærområder er den nordatlantiske oscillasjonen (NAO), se avsnitt 2.1. Fra observasjoner vet vi at noen år til noen tiår er karakterisert ved særdeles mange og sterke vinterlavtrykk som kommer inn fra havet i vest. For Norges del har vi da et generelt mildt og nedbørrikt vinterhalvår. Tilsvarende kan det være perioder hvor vestavindsbeltet er svakt. Når dette inntreffer, får vi et generelt kaldt vinterklima i Norge. Det arbeides med å kunne varsle NAO noen år fram i tid, men usikkerheten i disse varslene er så store at de per i dag har liten praktisk verdi.

El Niño/La Niña og NAO er eksempler på klimavariasjoner som er så sterke at de kan overskygge menneskeskapt klimaendring for en periode på et til to tiår. Dette gjelder i særlig grad for klimaet i et mindre geografisk område, som for Norge. For eksempel avhenger temperatur- og nedbørfordelingen for store deler av Norge av om lavtrykkene kommer fra sørvest eller sørøst, se figur 2.1.2. En systematisk endring i lavtrykksbanene vil derfor gi store endringer i det lokale klimaet.

Klimamodellene beskriver mange av de naturlige klimavariasjonene – El Niño/La Niña og NAO inkludert – men klimamodellene kan ikke beskrive når disse variasjonene vil inntreffe, bare mulige langtidsendringer i styrken, hyppigheten eller utstrekningen av disse.

Av samme grunn kan en klimamodell ikke brukes for å beskrive vær eller klima for et avgrenset geografisk område, som Norge, for de neste 10–20 årene. Dette fordi effekten av naturlige klimavariasjoner overskygger menneskeskapt klimaendring opptil noen tiår fram i tid.

Naturlige klimavariasjoner bidrar derfor til at det alltid vil være en usikkerhet knyttet til klimaframskrivninger. Denne type usikkerhet er spesielt stor 10–20 år fram i tid. Det er dette som er grunnen til at denne rapporten ikke gir klimaframskrivninger for de neste par tiårene.

Lenger fram i tid vil effekten av naturlige klimavariasjoner gradvis avta, ettersom andre effekter – som menneskeskapt klimaendring – gradvis blir viktigere.

6.1.2 Naturlig klimapådriv

Fra temperaturmålinger og andre analyser vet vi at jordens temperatur ikke stiger jevnt, men at den har store mellomårslige variasjoner (se for eksempel figur 3.1.1). Naturlige klimavariasjoner som nevnt over er én grunn til dette. Men jordens klima vil også variere når vi har vulkanutbrudd eller når det er variasjoner i solinnstrålingen. Dette kalles naturlige klimapådriv.

Vulkanutbrudd påvirker klimaet på flere måter. En direkte effekt er at vulkanpartiklene skygger for noe av solinnstrålingen. Derfor faller jordens temperatur de første par årene etter et stort vulkanutbrudd. At effekten av et vulkanutbrudd bare varer noen år, skyldes at vulkanpartiklene gradvis vaskes ut av atmosfæren. Typisk forekommer det store vulkanutbrudd som påvirker jordens klima, en gang per 10–20 år. Jordens temperatur kan da falle med noen tidels grader. I tillegg kan vulkanutbrudd påvirke atmosfærens sirkulasjonsmønster. For eksempel vet vi at store vulkanutbrudd fører til intensivert vestavindsaktivitet vinterstid mot Norge (flere stormer, mer nedbør og mildt vinterklima) (Robock og Mao, 1992; 1995). De siste store vulkanutbruddene fant sted i 1963 (Gunung Agung på Bali), 1982 (El Chichón i Mexico) og 1991 (Pinatubo på Filippinene).

Solflekksyklusene påvirker også jordens temperatur, siden strålingen fra solen er litt sterkere når antall solflekker er høyt enn den er når det er få solflekker. Utslaget på jordens temperatur over en syklus er anslagsvis en til to tidels grader. Solflekkaktiviteten er i dag på et historisk minimum.

Naturlig klimapådriv fra vulkaner og solinnstråling er inkludert i klimamodellene for perioden 1850 og fram til i dag, men er generelt ikke inkludert når klimamodellene brukes for å simulere klimautviklingen fram i tid. Grunnen til dette at det er umulig å si når et vulkanutbrudd kommer. Naturlig klimapådriv bidrar derfor til usikkerhet knyttet til klimaframskrivninger.

Endring i kosmisk stråling har også blitt foreslått som regulerende for jordens klima grunnet en mulig sammenheng mellom kosmisk stråling og generering av skydannende partikler. Det finnes indikasjoner på en slik sammenheng. Det er imidlertid ikke påvist noen sammenheng mellom variasjoner i kosmisk stråling og jordens klima på 10–100 års tidsskala, og dette er derfor ikke inkludert i klimamodellene. I denne sammenheng kan nevnes at sammenhengen mellom skydekke

og klima er svært komplisert. Om effekten av øket skydekke er oppvarmende eller avkjølende, avhenger bl.a. av hvor og når skyene forekommer (høyde og breddegrad, tid på året og tid på døgnet).

6.1.3 Menneskeskapt klimapådriv

Det er godt dokumentert og allment anerkjent at økende innhold av drivhusgasser i atmosfæren fører til global oppvarming. Fram til i dag kommer rundt 80 prosent av de globale CO₂-utslippene fra forbrenning av kull, olje og gass, mens skogshogst i tropene utgjør en stor del av de resterende 20 prosent. Parallelt med de menneskeskapte utslippene av klimagasser er det også utslipp av aerosolpartikler (for eksempel sot- og svovelpartikler).

Aerosolpartiklene påvirker klimaet, dels direkte grunnet påvirkning av solstrålingen og dels indirekte via påvirkning på skyer.

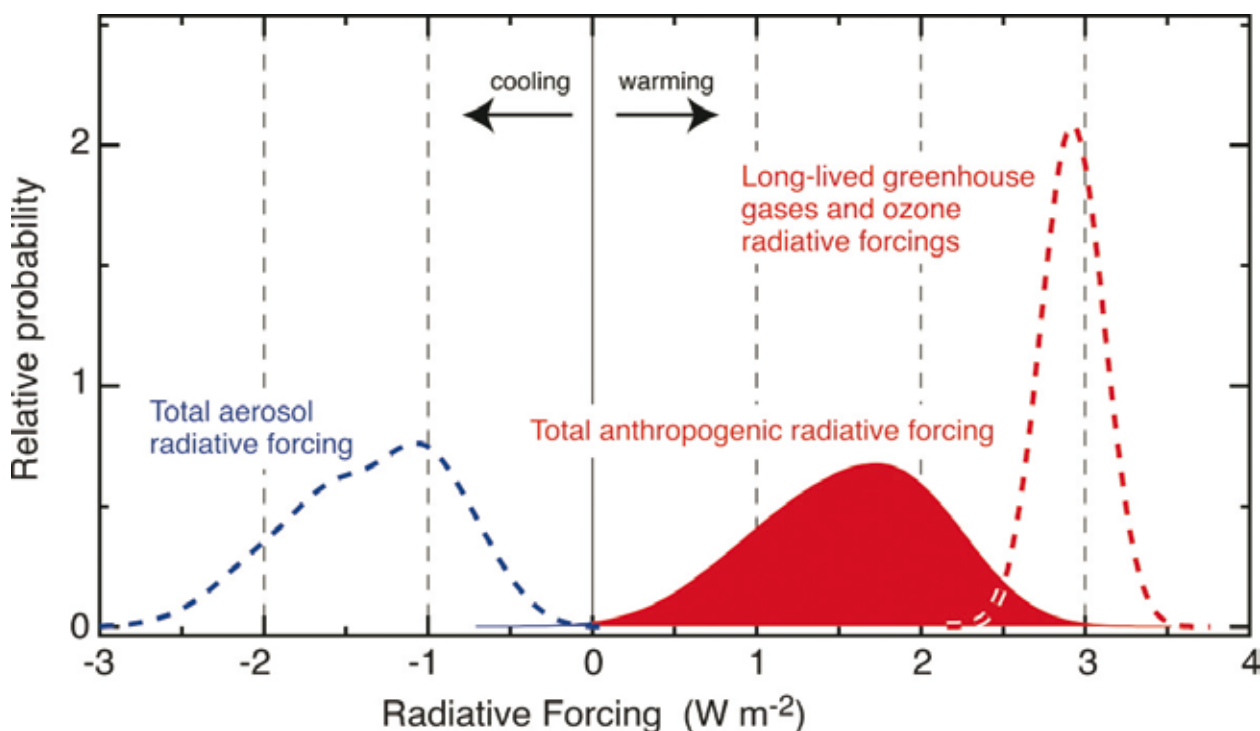
Mens økende innhold av drivhusgasser virker oppvarmende, virker nettobidraget fra økende utslipp av aerosoler nedkjølende. Som det framkommer av figur 6.1.1, er det mye større usikkerhet knyttet til aerosolenes nedkjølende effekt enn til drivhusgassenes oppvarmende effekt. Summen av utslipp av klimagasser og aerosoler er positivt, det vil si at menneskeskapt klimapådriv virker oppvarmende, men det kan ikke entydig konkluderes med hvor stor den oppvarmende effekten er.

Videre påvirkes klimautviklingen av menneskehetens bruk av land, særlig hogst av tropisk skog men også endringer i vegetasjonen generelt, og på regional/lokal skala også av urbanisering. Usikkerheter knyttet til disse bidragene bidrar til usikkerheter i klimaframskrivningene.

Menneskeskapt klimapådriv framover i dette århundret avhenger av bl.a. befolkningsøkning, endring i levestandard og forbruk, karbonfangst og lagring og innfasing av alternative (ikke-fossile) energiformer. Basert på ulike scenarioer av samfunns- og teknologiutviklingen i dette århundret er det mulig å estimere hvor stort det menneskeskapte klimapådrivet vil være. Siden ingen med sikkerhet kan si hvordan samfunns- og energikutviklingen vil forløpe, gir spennet av scenarioer en usikkerhet knyttet til menneskeskapt klimaendring. Det er derfor ikke mulig å gi én klimaframskrivning, men heller et spenn av mulige klimaframskrivninger. Dette er illustrert med de tre utslippsscenarioene i avsnitt 5.1.

Figur 6.1.1

Fordeling av strålingspådriv (W/m) fra drivhusgasser og ozon (stiplet rød kurve), fra aerosoler (stiplet blå kurve) og totaleffekten av begge (rødt felt) for perioden 1750–2005. Positive verdier (rød farge) fører til oppvarming, negative verdier (blå farge) til nedkjøling. Vidden på de stiplete kurvene angir spennet i usikkerhet; usikkerheten knyttet til oppvarmingen av drivhusgasser og ozon er mye mindre enn usikkerheten knyttet til nedkjøling av aerosoler. Derfor er den totale usikkerheten (rødt felt) i stor grad gitt ved usikkerheten til aerosolene. Figur fra Forster m.fl. (2007).



6.1.4 Ufullstendig kunnskap

Grunnet klimasystemets kompleksitet er det umulig å utvikle en perfekt klimamodell, det vil si en matematisk modell som nøyaktig beskriver været og langtidsendringer i dette for ethvert punkt i atmosfæren, på jorden og i havet. Derfor er det også usikkerheter knyttet til klimamodellene som brukes for å gi klimaframskrivninger.

For å unngå at en klimaframskriving avhenger av én klimamodell, brukes ofte resultater fra en rekke klimamodeller, et ensemble av modeller. På denne måten vil systematiske svakheter knyttet til en klimamodell i mindre grad påvirke sluttresultatet. Det er dette som er grunnen til at vi i denne rapporten har benyttet alle tilgjengelige klimaframskrivninger for Norge som basis for å beskrive hvilket klima vi må tilpasse oss i dette århundret.

Videre er det viktige prosesser som ennå ikke er inkludert i klimamodellene, eller som først nå er i ferd med å bli inkludert. Eksempler på dette er naturens egen omsetning av drivhusgassene karbondioksid (CO_2) og metan (CH_4). Mens naturens omsetning av CO_2 er i ferd med å inkluderes i klimamodellene, er mulige utslipp av CH_4 fra smeltende permafrost fremdeles ikke inkludert i modellene. Det siste skyldes manglende kunnskap om detaljene knyttet til smelting av permafrost.

Rundt halvparten av de menneskeskapte CO_2 -utslippene blir i dag absorbert av vegetasjonen på land og tatt opp i havet. Men med global oppvarming forventes naturens opptak av CO_2 å avta. Dette gjelder både på land og i havet. I så fall betyr dette at en stadig større del av de menneskeskapte CO_2 -utslippene vil forbi i atmosfæren, med forsterket oppvarming som resultat. Også frigjøring av CH_4 (i tillegg til CO_2) fra smeltende permafrost vil virke forsterkende på den globale klimautviklingen, siden store mengder CH_4 og CO_2 ligger lagret i permafrosten. Det kan derfor ikke utelukkes at global oppvarming kan bli sterkere enn det klimaframskrivingene som blir brukt i dag, tilsier.

Klimamodellene bidrar altså til usikkerhet om framtidig klimautvikling, både fordi modellene ikke er perfekte og fordi en del prosesser som vil påvirke klimautviklingen, ikke er inkludert i modellene. Samtidig er det viktig å presisere at klimamodellene beskriver observert klimautvikling (for perioden 1850–2000) på global skala på en realistisk måte. Det er følgelig sannsynlig at klimamodellene fanger opp de viktigste klimaprosessene, i alle fall på større geografisk skala. Usikkerheten

ligger derfor ikke i om vi vil få en menneskeskapt klimautvikling, men snarere i hvor sterke tilbakekoplingsmekanismene er, og følgelig hvor store framtidige klimaendringer vil bli.

Går vi ned på regional skala, som for Vest-Europa eller Norge, øker spredningen mellom modellene, og med det usikkerheten, se diskusjon i avsnitt 5.1. Dette skyldes ikke bare at betydningen av naturlig klimavariabilitet er større for et lite enn for et stort geografisk område, men også at de globale klimamodellene ikke fanger opp lokal topografi på en god måte. Dette bidrar til at vi ikke kan utelukke et større spenn i klimaframskrivningene enn hva som er presentert i denne rapporten.

6.1.5 Oppsummering: faktorer som påvirker framtidsklima

Hvordan klimaet vil utvikle seg, avhenger av flere faktorer: På tidskala opptil 10–20 år er naturlige variasjoner i klimaet så store at disse styrer klimautviklingen. Dette gjelder spesielt på liten geografisk skala (som for Nord-Europa eller Norge), men til dels også på global skala. Slik klimamodellene blir brukt i dag, kan disse i liten grad si noe om klimautviklingen for de neste 10–20 år.

Det pågår nå utvikling av metoder for å gi klimavarsler for 10–20 år fram i tid. Denne aktiviteten er så ung og resultatene fremdeles så usikre at det ennå vil gå noe tid før slike varsler vil kunne ha verdi for og anvendes av interesserte brukergrupper.

Menneskeskapt klimapådriv virker hele tiden. Bidraget år for år er lite (for tiden på rundt 0,02 grader per år), men er viktig for tidsperioder på mer enn 20 år. Framtidig klimautvikling vil derfor i stor grad være styrt av menneskeskapte utslipp av klimagasser og -partikler.

Framtidig klimautvikling vil også påvirkes av framtidige vulkanutbrudd og variasjoner i solinnstrålingen.

På lokal skala – som for Norge – vil selv små endringer i atmosfæresirkulasjonen gi store utslag i det lokale klima. Siden små endringer i atmosfæren (og i havet) er vanskeligere å beskrive enn mer storstilte endringer, er det større usikkerhet knyttet til lokale enn kontinentale klimaframskrivninger.

På lokal skala er effekten av topografi særdeles viktig for det lokale klimaet. For Norge gjelder dette i særlig grad for nedbør og vind, men også for temperaturforskjellen mellom kyststrøkene og landområdene innenfor.

De globale klimamodellene kan ikke ta

inn informasjon om detaljert topografi på lokal skala. Derfor benyttes statistiske eller dynamiske nedskaleringer for å fange opp lokale effekter. Statistisk og dynamisk nedskalering reduserer dermed systematiske svakheter i de globale modellene.

6.1.6 Oppsummering: usikkerhet

Framtidig global klimautvikling vil i hovedsak være styrt av to faktorer:

- *Endring i menneskeskapt klimapådriv:* Framtidige menneskeskapte utslipp av klimagasser og -partikler, og endring i bruk av land, inkludert skogshogst i tropene

- *Endring i tilbakekoplingsmekanismer:* Prosesser i samspillet mellom atmosfære, land og hav som forsterker eller demper effekten av de menneskeskapte klimautslippene.

I tillegg vil klimautviklingen for et avgrenset geografisk område, som Norge og tilstøtende havområder, være styrt av

- *Naturlig klimavariasjon:* Naturlige og tilfeldige variasjoner i klima, som midlertidig – typisk for noen år til noen tiår – kan forsterke eller dempe effekten av global klimautvikling.

6.2 anbefalinger

Basert på alle tilgjengelige klimaframskrivninger for Norge er framskrivningene i denne rapporten kategorisert som «lav», «middles» og «høy». På grunn av de mange usikkerhetene som er knyttet til framtidig klimautvikling, er det ikke mulig å si at en klimaframskrivning er mer sannsynlig enn en annen. Derfor må brukerne av framskrivningene vurdere disse i lys av risiko og sårbarhet.

Videre kan det ikke utelukkes at framtidig klimaendring kan bli liggende under «lav» eller over «høy». Lav og høy er definert slik at 8 av 10 modellberegninger ligger mellom dem, mens en ligger over og en under. Men med dagens klimautvikling og eksisterende kunnskap vurderes det som mer sannsynlig at framtidig klimautvikling vil ligge over «høy»

enn under «lav». Dessuten tilsier modellene at utslagene er mye større på oversiden. Det betyr at mens ingen beregninger gir særlig mye mindre oppvarming enn «lav», kan enkelte beregninger gi flere graders større oppvarming enn «høy» framskrivning.

Klimaforskning er en kontinuerlig prosess, slik at det gjerne vil foreligge nye klimaframskrivninger hvert femte til tiende år. Dette betyr ikke at eldre klimaframskrivninger ikke vil gjelde, men at det kan komme justeringer som brukere bør forholde seg til. Vi anbefaler derfor brukere om å ta kontakt med de miljøene som lager eller analyserer klimaframskrivningene for tolkning og vurdering av resultatene, og for tilgang til ny kunnskap.

Appendix A1

Modeller og betingelser brukt i dynamisk ensemble

Modell- navn/ type/ institutt	Grenseflatebetingelser Nedre grenseflate Randbetingelser		Kontroll- og scenario- periode	Ut- slipps- scena- rio	Horisontal oppløsning	Verti- kale lag
HIRHAM RCM	Cntrl & Scen ECHAM4 AOGCM (T42)		1980–1999 2030–2049	IS92a	50 km	19
met.no	Cntrl & Scen: ECHAM4 AGCM (T106)		1961–1990 2071–2100	SRES B2	50 km	19
	Cntrl & Scen: ECHAM4 AGCM (T106)		1961–1990 2071–2100	SRES B2	25 km	19
	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2 og B2	50 km	19
	Cntrl & Scen: BCM V1 AOGCM (T63)		1961–1990 2041–2070	CMIP2 (2 sim.)	50 km	19
	Cntrl & Scen: BCM V2 AOGCM (T63)		1961–1990 2071–2100	SRES A1B	50 km	19
	Cntrl & Scen: CAM-Oslo Slab-ocean (T42)		1961–1990 2041–2070	CMIP2	50 km	19
HIRHAM RCM	Cntrl: ERA40 SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	19
DMI	Cntrl & Scen: ECHAM4 AOGCM (T42)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	19
	Cntrl: ERA40 SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	25 km	19
RCAO RCM	Cntrl: ERA40 SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°) (med unntak av havtemp. og is i Øster- sjøen og Kattegat)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	24
SMHI	Cntrl & Scen: ECHAM4 AOGCM (T42) (med unntak av havtemp. og is i Øster- sjøen og Kattegat)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	24
ARPEGE, Global strekt	Cntrl: ERA40. SST Scen: GFDL V2.0 AOGCM (T42)	Ingen (global modell)	1961–1990 2040–2060	SRES A1B	35 km *(over Norge)	60
BCCR	Cntrl: ERA40. SST Scen: ECHAM5 AOGCM (T42)	Ingen (global modell)	1961–1990 2040–2060	SRES A1B	35 km *(over Norge)	60
	Cntrl: ERA40. SST Scen: HADCM3 AOGCM (T42)	Ingen (global modell)	1961–1990 2040–2060	SRES A1B	35 km *(over Norge)	60
HadRM3H, RCM Hadley Centre	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3P AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	19
CHRM RCM ETH	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	55 km	20
REMO, RCM MPI	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	55 km	19
CLM, RCM GKSS	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	55 km	20
RACMO, RCM KNMI	Cntrl: ERA40. SST Scen: HadAM3H AGCM (1.25° · 1.875°)		1961–1990 2071–2100	SRES A2	50 km	31

Forkortelser i oversikten på forrige side

Cntrl og Scen: Kontroll (dagens) og scenario (framtidig) simulering

SST: Overflatetemperaturer i havet

ERA40: Europeiske reanalyser (observasjoner)

AGCM: Global koplet hav-atmosfære modell

AGCM: Global atmosfæremodell

RCM: Regional atmosfæremodell

met.no: Meteorologisk institutt, Norge

BCCR: Bjerknessenteret, Universitetet i Bergen, Norge

MPI: Max Planck Institut, Tyskland

DMI: Danmarks Meteorologiske Institut, Danmark

GKSS: GKSS Forschungszentrum, Tyskland

KNMI: Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut, Nederland

SMHI: Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Sverige

ETH: Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Sveits

HadAM3H: Hadley Centre Atmospheric Model 3

HadCM: Hadley Centre Coupled Model

BCM: Bergen Climate Model (versjon 1 og 2)

CAM-Oslo: NCAR Community Atmospheric Model med kjemimodul fra Universitetet i Oslo

ECHAM: European Centre Hamburg Modell, Tyskland

GFDL: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA

Appendix A2

Modelldata innhentet fra IPCC og brukt i statistisk ensemble

- [1] «pcmdi.ipcc4.bccr_bcm2_0.sresa1b.run1.monthly.tas_A1_1.nc»
- [2] «pcmdi.ipcc4.cccma_cgcm3_1.sresa1b.run1.monthly.tas_a1_sresa1b_1_cgcm3.1_t47_2001_2100.nc»
- [3] «pcmdi.ipcc4.cccma_cgcm3_1_t63.sresa1b.run1.monthly.tas_a1_sresa1b_1_cgcm3.1_t63_2001_2100.nc»
- [4] «pcmdi.ipcc4.cnrm_cm3.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [5] «pcmdi.ipcc4.csiro_mk3_0.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [6] «pcmdi.ipcc4.gfdl_cm2_0.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.200101-220012.nc»
- [7] «pcmdi.ipcc4.gfdl_cm2_1.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.200101-210012.nc»
- [8] «pcmdi.ipcc4.giss_aom.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [9] «pcmdi.ipcc4.giss_aom.sresa1b.run2.monthly.tas_A1.nc»
- [10] «pcmdi.ipcc4.giss_model_e_h.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.GISS3.SRESA1B.run1.nc»
- [11] «pcmdi.ipcc4.giss_model_e_h.sresa1b.run2.monthly.tas_A1.GISS3.SRESA1B.run2.nc»
- [12] «pcmdi.ipcc4.giss_model_e_h.sresa1b.run3.monthly.tas_A1.GISS3.SRESA1B.run3.nc»
- [13] «pcmdi.ipcc4.giss_model_e_r.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.GISS1.SRESA1B.run1.nc»
- [14] «pcmdi.ipcc4.giss_model_e_r.sresa1b.run2.monthly.tas_A1.GISS1.SRESA1B.run2.nc»
- [15] «pcmdi.ipcc4.giss_model_e_r.sresa1b.run3.monthly.tas_A1.GISS1.SRESA1B.run3.nc»
- [16] «pcmdi.ipcc4.giss_model_e_r.sresa1b.run4.monthly.tas_A1.GISS1.SRESA1B.run4.nc»
- [17] «pcmdi.ipcc4.giss_model_e_r.sresa1b.run5.monthly.tas_A1.GISS1.SRESA1B.run5.nc»
- [18] «pcmdi.ipcc4.iap_fgoals1_0_g.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [19] «pcmdi.ipcc4.iap_fgoals1_0_g.sresa1b.run3.monthly.tas_A1.nc»
- [20] «pcmdi.ipcc4.ingv_echam4.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [21] «pcmdi.ipcc4.inmcm3_0.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [22] «pcmdi.ipcc4.ipsl_cm4.sresa1b.run1.monthly.tas_A1_2000-2100.nc»
- [23] «pcmdi.ipcc4.miroc3_2_hires.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [24] «pcmdi.ipcc4.miroc3_2_medres.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [25] «pcmdi.ipcc4.miroc3_2_medres.sresa1b.run2.monthly.tas_A1.nc»
- [26] «pcmdi.ipcc4.miroc3_2_medres.sresa1b.run3.monthly.tas_A1.nc»
- [27] «pcmdi.ipcc4.miub_echo_g.sresa1b.run1.monthly.tas_A1_a52_0148-0447.nc»
- [28] «pcmdi.ipcc4.miub_echo_g.sresa1b.run2.monthly.tas_A1_a53_0148-0347.nc»
- [29] «pcmdi.ipcc4.miub_echo_g.sresa1b.run3.monthly.tas_A1_a54_0148-0347.nc»
- [30] «pcmdi.ipcc4.mpi_echam5.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.nc»
- [31] «pcmdi.ipcc4.mpi_echam5.sresa1b.run2.daily.tas_A2_2046-2065.nc»
- [32] «pcmdi.ipcc4.mpi_echam5.sresa1b.run2.monthly.tas_A1.nc»
- [33] «pcmdi.ipcc4.mpi_echam5.sresa1b.run3.monthly.tas_A1.nc»
- [34] «pcmdi.ipcc4.mpi_echam5.sresa1b.run4.monthly.tas_A1_2001-2100.nc»
- [35] «pcmdi.ipcc4.mri_cgcm2_3_2a.sresa1b.run1.monthly.tas_A1.2001-2100.nc»
- [36] «pcmdi.ipcc4.mri_cgcm2_3_2a.sresa1b.run2.monthly.tas_A1.2001-2100.nc»
- [37] «pcmdi.ipcc4.mri_cgcm2_3_2a.sresa1b.run3.monthly.tas_A1.2001-2100.nc»
- [38] «pcmdi.ipcc4.mri_cgcm2_3_2a.sresa1b.run4.monthly.tas_A1.2001-2100.nc»
- [39] «pcmdi.ipcc4.mri_cgcm2_3_2a.sresa1b.run5.monthly.tas_A1.2001-2100.nc»

- [40] «pcmdi.ipcc4.ncar_ccsm3_0.sresa1b.run1.
monthly.tas_A1.nc»
- [41] «pcmdi.ipcc4.ncar_ccsm3_0.sresa1b.
run2.monthly.tas_A1.SRESA1B_2.CCSM.
atmm.2000-01_cat_2099-12.nc»
- [42] «pcmdi.ipcc4.ncar_ccsm3_0.sresa1b.
run3.monthly.tas_A1.SRESA1B_3.CCSM.
atmm.2000-01_cat_2099-12.nc»
- [43] «pcmdi.ipcc4.ncar_ccsm3_0.sresa1b.
run5.monthly.tas_A1.SRESA1B_5.CCSM.
atmm.2000-01_cat_2099-12.nc»
- [44] «pcmdi.ipcc4.ncar_ccsm3_0.sresa1b.
run6.monthly.tas_A1.SRESA1B_6.CCSM.
atmm.2000-01_cat_2099-12.nc»
- [45] «pcmdi.ipcc4.ncar_ccsm3_0.sresa1b.
run7.monthly.tas_A1.SRESA1B_7.CCSM.
atmm.2000-01_cat_2099-12.nc»
- [46] «pcmdi.ipcc4.ncar_ccsm3_0.sresa1b.
run9.monthly.tas_A1.SRESA1B_9.CCSM.
atmm.2000-01_cat_2099-12.nc»
- [47] «pcmdi.ipcc4.ncar_pcm1.sresa1b.run1.
monthly.tas_A1.SRESA1B_1.PCM1.
atmm.2000-01_cat_2099-10.nc»
- [48] «pcmdi.ipcc4.ncar_pcm1.sresa1b.run2.
monthly.tas_A1.SRESA1B_2.PCM1.
atmm.2000-01_cat_2099-12.nc»
- [49] «pcmdi.ipcc4.ncar_pcm1.sresa1b.run3.
monthly.tas_A1.SRESA1B_3.PCM1.
atmm.2000-01_cat_2199-12.nc»
- [50] «pcmdi.ipcc4.ukmo_hadcm3.sresa1b.
run1.monthly.tas_A1.nc»
- [51] «pcmdi.ipcc4.ukmo_hadgem1.sresa1b.
run1.monthly.tas_A1_2000_Jan_to_2099_
Nov.nc»

Oversikt over figurer

Figur 2.1.1: NAO vinterindeks fra 1820-tallet til desember 2008.....	12	Figur 3.1.7: Nedbørregioner	33
Figur 2.1.2: Nedbørhyppighet og midlere nedbørmengde ved storstilt vindretning fra hhv. sørøst og sørvest	13	Figur 3.1.8: Utvikling av årsnedbør for fastlands-Norge 1900–2008.....	35
Figur 2.1.3: Temperaturavvik fra middeltemperatur for hver breddegrad for vintermånedene	14	Figur 3.1.9: Trender i høye entimes nedbørverdier ved Oslo – Blindern og Karmøy – Brekkevann	35
Figur 2.2.1: Årsmiddeltemperatur i normalperioden 1961–90	17	Figur 3.1.10: Stormvariasjon i perioden 1961–2006	36
Figur 2.2.2 og 2.2.3: Midlere vinter- og sommertemperatur i normalperioden 1961–90	18	Figur 3.1.11: Trend de siste 100 år i antall dager med snødekket bakke og i maksimal snødybdeøkning i løpet av et døgn.....	37
Figur 2.2.4: Lengde av vekstsesong i normalperioden 1961–90	19	Figur 3.1.12: Områder i Norge med sannsynlig eller mulig permafrost	38
Figur 2.2.5: Fyringsgraddagsum i normalperioden 1961–90	19	Figur 3.1.13: Observerte temperaturendringer siden 2000 på 25 meters dybde i bakken på Juvvasshøe og Tarfalaryggen	38
Figur 2.2.6: Midlere antall døgn med middeltemperatur over 20 °C i normalperioden 1961–90	20	Figur 3.2.1: Årlig variasjon av middelvannføringen i Glomma ved Elverum relativt til normalperioden 1961–90.....	39
Figur 2.2.7: Midlere årsnedbør i normalperioden 1961–90.....	21	Figur 3.2.2: Årlig variasjon av middelvannføringen i Vosso ved Bulken relativt til normalperioden 1961–90.....	40
Figur 2.2.8 og 2.2.9: Midlere vinter - og sommernedbør i normalperioden 1961–90....	22	Figur 3.2.3: Årlig variasjon av middelvannføringen i Salangselva i Troms relativt til normalperioden 1961–90.....	41
Figur 2.2.10: Verdi på ettdøgns nedbør som ble overskredet i 1 % av tilfellene i normalperioden 1961–90	23	Figur 3.3.1: Sirkulasjonsmønsteret i og omkring norske havområder	44
Figur 2.3.1: Årsverdier for avrenning og fordampning i normalperioden 1961–90.	26	Figur 3.3.2: Temperaturen i atlantehavsvannet øst i Barentshavet (Kolasnittet) gjennom det 20. århundret.....	44
Figur 2.3.2: Normalavrenningen, høyeste og laveste observerte avrenning på hver dag i året for utvalgte nedbørfelt i Norge	27	Figur 3.3.3: Temperatur- og saltvariasjoner i atlantehavsvannet fra Rockall-trauget til Framstredet.....	45
Figur 2.3.3: Midlere maksimal årlig snømengde i millimeter vannekvivalent og varighet av perioden med snødekke i normalperioden 1961–90.....	28	Figur 3.4.1: Iskantposisjoner for perioden 1850–1899	48
Figur 3.1.1: Observert global temperaturendring siden slutten av 1800-tallet	30	Figur 3.4.2: Årlig avvik i isutbredelse for september og april i hele Arktis; og isutbredelse i september.....	49
Figur 3.1.2: Utvikling av årsmiddeltemperatur for fastlands-Norge 1900–2008	31	Figur 3.4.3: Isutbredelse i Barentshavet presentert som tremåneders middel for årene 1979–2008	50
Figur 3.1.3: Temperaturregioner	32	Figur 3.5.1: Forskjellige typer naturlige klimaarkiver og organismer som kan brukes til å rekonstruere klimaendringer i fortiden	52
Figur 3.1.4: Vekstsesong 1870–2008 i Oslo og Bergen.....	32	Figur 3.5.2: Brevariasjoner i Skandinavia i perioden etter siste istid	53
Figur 3.1.5: Fyringsgraddagsum i Oslo og Bergen 1870–2008	33		
Figur 3.1.6: Varme døgn i Oslo og Bergen 1870–2008	33		

Figur 3.5.3: Variasjoner i gjennomsnittlig jultemperatur og årsnedbør i Sør- og Nord-Norge i perioden etter siste istid basert på vegetasjonshistoriske undersøkelser.....	53
Figur 3.5.4: Gjennomsnittlig vinternedbør på fire breer i Sør-Norge.....	54
Figur 3.5.5: Rekonstruksjoner av antall snø- og jordskredhendelser per hundreår gjennom siste 9000 år; elveflommer i øvre del av Glommas nedslagsfelt og elveflommer rekonstruert i tre innsjøer; antall snø-/jordskred- og flomhendelser per hundreår gjennom siste 9000 år.....	55
Figur 3.5.6: Temperaturkurver fra kjerne MD95-2011 fra Vøringplataet.....	56
Figur 4.1.1: Årsmiddeltemperatur i perioden 1979–2008	59
Figur 4.2.1: Lengde av vekstsesong i perioden 1979–2008	60
Figur 4.3.1: Fyringsgraddagsum i perioden 1979–2008	61
Figur 4.4.1: Midlere antall døgn med middeltemperatur over 20 °C i perioden 1979–2008	62
Figur 4.5.1: Midlere årsnedbør i perioden 1979–2008	63
Figur 4.6.1: Verdi på ettdøgns nedbør som ble overskredet i 1 % av tilfellene i perioden 1979–2008	64
Figur 4.7.1: Endring i årsmidler og sesongmidler for avrenning fra perioden 1961–90 til 1979–2008.....	66
Figur 4.7.2: Avviket fra normalperioden i års- og sesongavrenningen i Nigardssjøen 1963–2008	67
Figur 4.7.3: Kumulativ nettobalanse for breer i Sør-Norge 1963–2008.....	68
Figur 5.1.1: Prinsippskisse for sammenhengen mellom utslippsscenarioer for klimagasser og partikler og modellert klimaendring i Norge.....	73
Figur 5.2.1: Beregnet temperaturendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for dynamisk ensemble	76
Figur 5.2.2: Beregnet temperaturendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for statistisk ensemble	76
Figur 5.2.3: Observert temperaturutvikling i Norge gjennom det 20. århundret og beregnede framskrivinger for det 21. århundret	78
Figur 5.2.4: Som figur 5.2.3, men for temperaturregion 2 og 5.....	79
Figur 5.2.5: Antall dager med døgnmiddeltemperatur over 20 °C i perioden 2021–50 og 2071–2100.....	80
Figur 5.2.6: Prosentvis endring i antall dager med 0-gradspasseringer fram mot midten av århundret	81
Figur 5.2.7: Kart over lengden av vekstsesongen i 2071–2100; beregnede endringer i forhold til 1961–90.....	82
Figur 5.2.8: Kart over endring i fyringsgraddager fra 1961–90 til 2021–50 og til 2071–2100	83
Figur 5.2.9: Beregnet nedbørendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for dynamisk ensemble	84
Figur 5.2.10: Beregnet nedbørendring på års- og årstidsbasis i forskjellige regioner for statistisk ensemble	85
Figur 5.2.11: Observert nedbørutvikling i Norge gjennom det 20. århundret og beregnede framskrivinger for det 21. århundret	88
Figur 5.2.12: Som figur 5.2.11, men for nedbørregion 2 og 6.....	90
Figur 5.2.13: Som figur 5.2.11, men for nedbørregion 11 og 12.....	91
Figur 5.2.14: Beregnet endring i sesongnedbør fra perioden 1961–90 til 2071–2100 ifølge eksempelframskrivingen MB2....	92
Figur 5.2.15: Beregnet endring i sesongnedbør fra perioden 1961–90 til 2071–2100 ifølge eksempelframskrivingen HA2....	92
Figur 5.2.16: Estimert returfaktor rundt år 2050 for døgnlig maksimal vindstyrke i 10 meters høyde	95
Figur 5.3.1: Projisert endring i årsavrenning fra 1980–99 til 2030–49	97
Figur 5.3.2: Projisert endring i avrenningen i de fire sesongene fra 1980–99 til 2030–49	98
Figur 5.3.3: Projisert endring i middelvannføringen fra 1981–2010 til 2021–50 for utvalgte felt i Sør- og Nord-Norge	99
Figur 5.3.4: Sesongfordelingen av avrenningen i kontrollperiode og scenarioperiode for fire høydesoner i feltet til Viksvatn i Gaular i Sunnfjord	100
Figur 5.3.5: Projisert endring i midlere årlig avrenning fra 1961–90 til 2071–2100.....	101
Figur 5.3.6: Endring i maksimal årlig vann-ekvivalent av snømagasinet for kort og lang framskrivningsperiode	102
Figur 5.3.7: Endring i antall dager med snødekke.....	103
Figur 5.3.8: Endring i årlig fordampning for kort og lang framskrivningsperiode	104
Figur 5.3.9: Endring i maksimalt markvannsunderskudd i kort og lang framskrivningsperiode.....	105

Figur 5.3.10: Endring i midlere års- og sesongavrenning i åtte nedbørfelt	105	Figur 5.4.3: Endring i overflatetemperaturen i Nordsjø-nedskaleringen	111
Figur 5.3.11: Vurderte endringer i hyppighet av jordskred som følge av klimaendringer	106	Figur 5.4.4: Prosentvis endring i årlig middel av ekstreme bølger fra dagens klima til framtidens klima	113
Figur 5.3.12: Vurderte endringer i hyppighet av snøskred som følge av klimaendringer	107	Figur 5.4.5: Årsmidlet arktisk isutbredelse i det 20. og 21. århundret, basert på klimamodellsimuleringer og observasjoner...	114
Figur 5.3.13: Usikkerhet i forventet endring i middelflom for fire norske nedbørfelt ..	107	Figur 6.1.1: Fordeling av strålingspådriv fra drivhusgasser og ozon, fra aerosoler og totaleffekten av begge for perioden 1750–2005	126
Figur 5.4.1: Utvikling av atlantisk meridional omveltning ved 30 °N fra en rekke globale koplede klimamodeller	108		
Figur 5.4.2: Sesongvis endring i overflatetemperatur fra midler over kontrollkjøring i 1986–2000 til framtidsscenario for perioden 2051–65.....	109		

Oversikt over tabeller

Tabell 3.1.1: Trender i års- og årstids-temperatur for 1900–2008	32	Tabell 5.2.4: Relativ forandring i års- og årstidsnedbør i Norge og i regioner fra 1961–90 til 2071–2100 ifølge middels, høy og lav framskrivning	86
Tabell 3.1.2: Trender i års- og årstidsnedbør for 1900–2008	34	Tabell 5.2.5: Beregnede trender i årsnedbør for forskjellige regioner	88
Tabell 4.1.1: Endring av temperatur fra 1961–90 til 1979–2008.....	59	Tabell 5.2.6: Relativ forandring i antall dager med mye nedbør, og relativ forandring i nedbørmengden på dager med mye nedbør, fra 1961–90 til 2071–2100 ifølge middels, høy og lav framskrivning	93
Tabell 4.5.1: Forholdstall for års- og årstidsnedbør mellom periodene 1979–2008 og 1961–90	63	Tabell 5.5.1: Øvre og nedre verdier for havnivåstigning og stormflo (100 års returnivå) medregnet usikkerheter i havnivåstigning.....	118
Tabell 5.2.1: Oversikt over eksempelframskrivninger som er justert og benyttet i videre beregninger.....	74	Tabell 5.5.2: Estimert havstigning i år 2050 og 2100 (relativt år 2000) for alle landets kommuner med kystlinje	119
Tabell 5.2.2: Middels, lav og høy temperaturframskrivning for forskjellige regioner, sesonger og tidsperspektiv	77		
Tabell 5.2.3: Beregnede trender i års-temperatur for forskjellige regioner	77		

Referert litteratur

- Alexandersson, H., H. Tuomenvirta, T. Schmith og K. Iden (2000): «Trends of Storms in NW Europe derived from an updated pressure data set.» *Climate Research* 14 (1), 7173
- Alfnes, E. og E.J. Førland (2006): «Trends in extreme precipitation and return values in Norway 1900–2004.» *met.no report* 2/2006 Climate
- Andersson, C., B. Risebrobakken, E. Jansen og S.O. Dahl (2003): «Late Holocene surface ocean conditions in the Norwegian Sea (Vøring Plateau).» *Paleoceanography* vol. 18, nr. 2, 1044, doi:10.1029/2001PA000654
- Andrews, J.T., D. Darby, D. Eberle, A.E. Jennings, M. Moros og A. Ogilvie (2009): «A robust, multisite Holocene history of drift ice off northern Iceland: implications for North Atlantic climate.» *The Holocene* vol. 19, 71–77
- Aune, B., G. Bjørnbæk og E.J. Førland (1993): *Nasjonalatlas for Norge. Hovedtema 3: Klima*. Statens kartverk
- Bahr, D.B., M. Dyurgerov m.fl. (2009): «Sea-level rise from glaciers and ice caps: A lower bound.» *Geophysical Research Letters* 36:4
- Bamber, J.L., R.E.M. Riva m.fl. (2009): «Re-assessment of the Potential Sea-Level Rise from a Collapse of the West Antarctic Ice Sheet.» *Science* 324 (5929): 901–903
- Barstad I., A. Sorteberg, F. Flatøy og M. Deque (2009): «Precipitation, Temperature and Wind in Norway – dynamical downscaling of ERA40.» *Climate Dynamics*, accepted
- Beldring, S., T. Engen-Skaugen, E.J. Førland og L.A. Roald (2008): «Climate change impacts on hydrological processes in Norway based on two methods for transferring regional climate model results to meteorological station sites.» *Tellus* 60A, 439–450, doi: 10.1111/j.1600-0870.2008.00306.x
- Beldring, S., J. Andreasson, S. Bergström, T. Engen-Skaugen, E.J. Førland, J.F. Jonsdotir, L.A. Roald, J. Rosberg, M. Soumalainen, T. Tonning, B. Vehvaläinen og N. Veijaläinen (2006): «Hydrological climate change maps based on RegClim HIRHAM and Rossby Centre RCAO regional climate model results.» *NVE report* nr. 4/2006
- Beldring, S., K. Engeland, L.A. Roald, N.R. Sælthun og A. Voksø (2003): «Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff model for Norway.» *Hydrology and Earth System Sciences* 7(3):304–316
- Benestad, R.E. (2009): «Re-calculation of local climate scenarios.» *met.no note* 15/2009
- Benestad, R.E. og I. Hanssen-Bauer (2009): «Warming trends and circulation.» *met.no report* 9/2009 Climate
- Benestad, R.E., D. Chen og I. Hanssen-Bauer (2008): *Empirical-Statistical Downscaling*, World Scientific Publishers, ISBN 978-981-281-912-3
- Bjune, A.E. (2005): «Holocene vegetation history and tree-line changes on a north-south transect crossing major climatic gradients in southern Norway. Evidence from pollen and plant macrofossils in lake sediments.» *Review of Palaeobotany and Palynology* vol. 133, 249–275
- Bjune, A.E., J. Bakke, A. Nesje og H.J.B. Birks (2005): «Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies.» *The Holocene* vol. 15, 177–189
- Bjune, A.E., H.J.B. Birks og H. Seppä (2004): «Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils.» *Boreas* vol. 33, 211–223
- Bjørge, D., J.E. Haugen og T.E. Nordeng (2000): «Future climate in Norway.» *Research Report* nr. 103. Kan fås fra Meteorologisk institutt
- Blikra, L.H. og K. Sletten (2002): «Klimaendringer kan påvirke skredfaren.» *Cicerone* vol. 11, 27–30

- Blikra, L.H. og S.F. Selvik (1998): «Climatic signals recorded in snow-avalanche dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen-records.» *The Holocene* vol. 8, 631–658
- Blikra, L.H. og A. Nesje (1997): «Holocene avalanche activity in western Norway: chronostratigraphy and palaeoclimatic implications.» *Rapid Mass Movement as a Source of Climatic Evidence for the Holocene* (J.A. Matthews, D. Brunsden, B. Frenzel, B. Gläser og M.M. Weiss (red.)). *Paläoklimaforschung* nr. 19, 299–312. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart
- Boé, J., A. Hall og X. Q (2009): «September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100.» *Nature Geoscience Advance Online Publication* 15. mars 2009, doi: 10.1038/NCEO467 www.nature.com/naturegeoscience
- Bøe, A.G., S.O. Dahl, Ø. Lie og A. Nesje (2006): «Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments.» *The Holocene* vol. 16, 445–455
- Carter, T.R. (1998): «Changes in the thermal growing season in Nordic countries during the past century and prospects for the future.» *Agricultural and Food Science in Finland* 7(2): 161–179
- Cazenave, A., A. Lombard og W. Llovel (2008): *Present-day sea level rise: A synthesis*, Comptes R.G., 340, 761
- Church, J.A. m.fl. (2004): «Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period.» *Journal of Climate* 17 (13): 2609–2625
- Comiso, J.C., C.L. Parkinson, R. Gersten, m.fl. (2008): «Accelerated decline in the Arctic sea ice cover.» *Geophysical Research Letters* 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972
- Comiso, J.C. (2002): «A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic.» *Geophysical Research Letters* 29, 1956, doi:10.1029/2002GL 015650
- Debernard, J. og L.P. Røed (2008): «Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit.» *Tellus A*, 60, 427–438
- Deltacommissie (2008): *Findings of the Delta-commissie* (www.deltacommissie.com/en/advies)
- Divine, D.V. og C. Dick (2006): «Historical variability of sea ice edge position the Nordic Seas.» *Journal of Geophysical Research* 111, C01001, doi:10.1029/2004JC002851
- Drange, H., B. Marzeion, A. Nesje og A. Sorteberg (2007): «Opptil én meter havstigning langs Norskekysten innen år 2100.» *Cicerone* 2/2007: 29–31
- Drinkwater, K.F. (2006): «The regime shift of the 1920s and 1930s in the North Atlantic.» *Progress in Oceanography* 68: 134–151
- Dyrrdal, A.V. og D. Vikhamar-Schuler (2009): «Analysis of long-term snow series at selected stations in Norway.» *met.no report* 5/2009 Climate
- Easterling, D.R. og M.F. Wehner (2009): «Is the climate warming or cooling?» *Geophysical Research Letters* 36, L08706, doi:10.1029/2009GL037810
- Ellingsen, I.H., P. Dalpadado, D. Slagstad og H. Loeng (2008): «Impact of climatic change on the biological production in the Barents Sea.» *Climatic Change* 87, 155–175
- Engeland, K., T. Engen-Skaugen, J.E. Haugen, S. Beldring og E.J. Førland (2004): «Comparison of evaporation estimated by the HIRHAM and GWB models for present and climate change scenarios.» *met.no report* 17/2004 Climate
- Engen-Skaugen, T. (2007): «Refinement of dynamically downscaled precipitation and temperature scenarios.» *Climate Change* 84:365–382, doi: 10.1007/s10584-007-9251-6
- Engen-Skaugen, T., J.E. Haugen og O.E. Tveito (2007): «Temperature scenarios for Norway: from regional to local scale.» *Climate Dynamics* 29: 441–453, doi: 10.1007/s00382-007-0241-1
- Engen-Skaugen, T., L.A. Roald, S. Beldring, E.J. Førland, O.E. Tveito, K. Engeland og R.E. Benestad (2005): «Climate change impacts on water balance in Norway.» *met.no report* 1/2005 Climate
- Engen-Skaugen, T. (2004): «Refinement of dynamically downscaled precipitation and temperature scenarios.» *met.no report* 15/2004 Climate
- Fenger, J. (red.) (2007): «Impacts of Climate Change on Renewable energy Sources. Their role in the Nordic energy system.» *Nord* 2007:003, Nordisk ministerråd, København
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz og R. van Dorland (2007): «Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing.» *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Inter-*

- governmental Panel on Climate Change (S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor og H.L. Miller (red.)). Cambridge University Press, Furevik, T., H. Drange og A. Sorteberg (2002): «Anticipated changes in the Nordic Seas marine climate.» *Fisken og havet*, s. 4
- Furseth, A. (2006): *Skredulykker i Norge*. Tun forlag. ISBN 82-529-3043-3
- Førland, E.J., R.E. Benestad, F. Flatøy, I. Hanssen-Bauer, J.E. Haugen, K. Isaksen, A. Sorteberg og B. Ådlandsvik (2009): «Climate development in North Norway and the Svalbard region during 1900–2100.» *Norsk Polarinstitutt Rapportserie* nr. 128
- Førland, E.J. m.fl. (2007): «Climate change and natural disasters in Norway.» *met.no report* 6/2007 Climate
- Førland, E.J., H. Amundsen og G.K. Hovelsrud (2007): «Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer.» *Cicero Report* 2007:3
- Førland, E.J., T. Engen-Skaugen, R.E. Benestad, I. Hanssen-Bauer og O.E. Tveito (2004): «Variations in Thermal Growing, Heating, and Freezing Indices in the Nordic Arctic, 1900–2050.» *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* vol. 36, nr. 3, s. 346–355
- Gascard, J.C. m.fl. (2008): «Exploring Arctic transpolar drift during dramatic sea ice retreat.» *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 89, 21–28
- Gehrels, R. og A. Long (2008): «Sea level is not level: the case for a new approach to predicting UK sea-level rise.» *Geography* 93: 11–16
- Gerland, S., A.H.H. Renner, F. Godtlielsen, D. Divine og T.B. Løyning (2008): «Decrease of sea ice thickness at Hopen, Barents Sea, during 1966–2007.» *Geophysical Research Letters* 35, L06501, doi:10.1029/2007GL032716
- Gray, S.T., L.J. Graumlich, J.L. Betancourt og G.T. Pederson (2004): «A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D.» *Geophysical Research Letters*, 31:1–4
- Grinsted, A., J.C. Moore og S. Jevrejeva (2009): «Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD.» *Climate Dynamics* doi:10.1007/s00382-008-0507-2
- Haas, C., A. Pfaffling, S. Hendricks, L. Rabenstein, J.-L. Etienne og I. Rigor (2008): «Reduced ice thickness in Arctic Transpolar Drift favors rapid ice retreat.» *Geophysical Research Letters* 35, L17501, doi:10.1029/2008GL034457
- Haas, C. (2004): «Late-summer sea ice thickness variability in the Arctic Transpolar Drift 1991–2001 derived from ground-based electromagnetic sounding.» *Geophysical Research Letters* 31, L09402, doi:10.1029/2003GL019394
- Hakkinen, S., A. Proshutinsky og I. Ashik (2008): «Sea ice drift in the Arctic since the 1950s.» *Geophysical Research Letters* 35, L19704, doi:10.1029/2008GL034791
- Hanssen-Bauer, I. (2005): «Regional temperature and precipitation series for Norway: Analyses of time-series updated to 2004.» *met.no report* 15/2005 Climate
- Hanssen-Bauer, I., E.J. Førland, J.E. Haugen og O.E. Tveito (2003): «Temperature and precipitation scenarios for Norway. Comparison of results from dynamical and empirical downscaling.» *Climate Research* 25, 15–27
- Hanssen-Bauer, I. og Ø. Nordli (1998): «Annual and seasonal temperature variations in Norway 1876–1997.» *Klima-Report* 25/98, Norwegian Meteorological Institute
- Hanssen-Bauer, I. og E.J. Førland (1998): «Annual and seasonal precipitation variations in Norway 1896–1997.» *Klima-Report* 27/98, Norwegian Meteorological Institute
- Harstveit, K. (2005): «Extreme value analysis of hindcast wind data from the maritime areas surrounding Norway.» *met.no report* 17/2005 Climate
- Haugen, J.E. og T. Iversen (2008): «Response in extremes of daily precipitation and wind from a downscaled multi-model ensemble of anthropogenic global climate change scenarios.» *Tellus*, 60A, 411–426
- Haugen, J.E. og H. Haakenstad (2006): «Validation of HIRHAM version 2 with 50 km and 25 km resolution.» *RegClim General Technical Report* nr. 9, s. 159–173 (<http://regclim.met.no/results/gtr9.pdf>)
- Hisdal, H., R. Barthelmie, G. Lindström, T. Kolcova, J. Kriauciunienė og A. Reihan (2007): «Statistical analysis.» *Impacts of Climate Change on Renewable energy Sources – Their role in the Nordic energy system* (Jes Fenger (red.)) Nord 2007:003, Nordisk ministerråd, København
- Hisdal, H., L.A. Roald og S. Beldring (2006): «Past and future changes in flood and drought in the Nordic countries.» *FRI-END2006 – Climate Variability and Change – Hydrological Impacts*, IAHS Publication nr. 308: 169–174

- Hjort, C., J. Mangerud, L. Adrielsson, S. Bondevik, J.Y. Landvik og O. Salvigsen (1995): «Radiocarbon dated common mussels *Mytilus edulis* from eastern Svalbard and the Holocene marine climatic optimum.» *Polar Research* vol. 14, 239–243
- Hurrell, J.W. (1995): «Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation.» *Science* 269, 676–679
- Høgda, K.A., S.R. Karlsen og H. Tømmervik (2006): «Changes in growing season in Fennoscandia 1982–1999.» *Arctic Alpine Ecosystems and People in a Changing Environment* (J.B. Ørbæk, R. Kallenborn, I. Tombre, E.N. Hegseth, S. Falk-Petersen og A.H. Hoel (red.)). Springer-Verlag, s. 71–84
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (S. Solomon, D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor og H.L. Miller (red.)). Cambridge University Press
- Isaksen, K., R.S. Ødegård, T. Eiken og J.L. Sollid (2009): «Sensitivity of mountain permafrost to extreme climatic events; a case study from the 2006–2007 air temperature anomaly in southern Norway.» *Geophysical Research Abstracts* vol. 11, EGU2009-11457-1, EGU General Assembly
- Isaksen, K., J.L. Sollid, P. Holmlund og C. Harris (2007): «Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia.» *Journal of Geophysical Research* 112, F02S04, doi:10.1029/2006JF000522
- Jansen, E., C. Andersson, M. Moros, K.H. Nisancioglu, B. Nyland og R.J. Telford (2008): «The early to mid-Holocene thermal optimum in the North Atlantic.» *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective* (R.W. Battarbee og H.A. Binney (red.)). Wiley Blackwell, 123–137
- Johannessen, O.M. (2008): «Decreasing arctic sea ice mirrors increasing CO₂ on decadal time scale.» *Atmospheric and Oceanic Science Letters* 1
- Johannessen, O.M., L. Bengtsson, M.W. Miles m.fl. (2004): «Arctic climate change – observed and modelled temperature and sea ice.» *Tellus* 56(A), 328–341
- Johannessen, O.M., E.V. Shalina og M.W. Miles (1999): «Satellite evidence for an arctic sea ice cover in transformation.» *Science* 286, 1937–1939
- Johannessen, O.M., S. Sandven, W.P. Budgell, J.A. Johannessen og R. Shuchman (1994): «Observation and Simulation of Ice Tongues and Vortex-Pairs in the Marginal Ice Zone.» *Nansen Centennial Volume, American Geophysical Union Monograph* 85, s. 109–136
- Karlsen, S.R., K.A. Høgda, F.E. Wielgolaski, A. Tolvanen, H. Tømmervik, E. Kubin og J. Poikolainen (2009): «Trends in the growing season in Fennoscandia as measured from satellite and phenology data for the 1982–2006 period.» *Climate Research* 39, 275–286.
- Karlsen, S.R., I. Solheim, P.S.A. Beck, K.A. Høgda, F.E. Wielgolaski og H. Tømmervik (2007): «Variability of the start of the growing season in Fennoscandia, 1982–2002.» *International Journal of Biometeorology* 51:513–524
- Karlsen, S.R., A. Elvebakk, K.A. Høgda og B. Johansen (2006): «Satellite based mapping of the growing season and bioclimatic zones in Fennoscandia.» *Global Ecology and Biogeography* 15:416–430
- Keenlyside, N.S., M. Latif, J. Jungclauss, L. Kornblueh og E. Roeckner (2008): «Advancing decadal-scale climate prediction in North Atlantic sector.» *Nature* 453: 84–88
- Killingtveit, Å., H. Hisdal, L.A. Roald, T. Skaugen, T. Væringstad og E. Holmqvist (2003): «Tørrårsberegninger. Analyse av forløp, hyppighet og utbredelse av tørke i Norge og Sverige.» *NVE Oppdragsrapport* A 10/2003
- Kjøllmoen, B. (red.) (2009): «Glaciological investigations in Norway in 2008.» *NVE-report* nr. 2/2009, ISBN 978-82-410-0686-9
- Kolstad, E.W. og T.J. Bracegirdle (2008): «Marine cold-air outbreaks in the future: an assessment of IPCC AR4 model results for the Northern Hemisphere.» *Climate Dynamics* 80, 891–885, doi: 10.1007/s00382-007-0331-0
- Kronholm, K. og K. Stalsberg (2009): «Klimaendringer gir endringer i skredhyppigheten.» *Klima* 3/09 Cicero Senter for klimaforskning
- Kwok, R. og G.F. Cunningham (2008): «ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness.» *Journal of Geophysical Research* 113, C08010, doi:10.1029/2008JC004753
- Lappegard, G., S. Beldring, L.A. Roald, T. Engen-Skaugen og E.J. Førland (2006): «Projections of future streamflow in gla-

- ciated and non-glaciated catchments in Norway.» *NVE Oppdragsrapport A 9/2006*
- Lawrence, D., I. Haddeland og S. Beldring (2009): «Uncertainty in catchment-scale HBV modelling of climate change impacts on peak flows in Norway.» *Hydrology Research* (innsendt)
- Lindholm, O., S. Endresen, S. Thorolfsson, S. Sægrov, G. Jakobsen og L. Aaby (2008): «Veiledning i klimatilpasset overvannshåndtering.» *Norsk Vann Rapport* 162/2008
- Lowe, J. A. og J.M. Gregory (2005): «The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom.» *Philosophical Transactions of the Royal Society* 363: 1313–1328
- Mamen, J. og K.A. Iden (2009): «Analyse av korttidsnedbør i Norge 1968–2008.» *met.no report*, under arbeid
- Massé, G., S.J. Rowland, M.-A. Sicre, J. Jacob, E. Jansen og S.T. Belt (2008): «Abrupt climatic changes for Iceland during the last millennium: Evidence from high resolution sea ice reconstructions.» *Earth and Planetary Science Letters* vol. 269, 564–568
- Matthews, J.A., S.O. Dahl, P.Q. Dresser, M.S. Berrisford, Ø. Lie, A. Nesje og G. Owen (innsendt): «Radiocarbon chronology of colluvial (debris-flow) events at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway. A window on the changing frequency of extreme climatic events and Holocene landscape instability.» *The Holocene* (innsendt)
- Melling, H., D.A. Riedel og Z. Gedalof (2005): «Trends in the draft and extent of seasonal pack ice, Canadian Beaufort Sea.» *Geophysical Research Letters* 32, L24501, doi:10.1029/2005GL024483
- Melsom, A., V. Lien og W.P. Budgell (2009): «Using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) to improve the ocean circulation from a GCM 20th century simulation.» *Ocean Dynamics* (innsendt)
- Mitrovica, J.X., N. Gomez m.fl. (2009): «The Sea-Level Fingerprint of West Antarctic Collapse.» *Science* 323 (5915): 753
- Nesje, A. (2009): «Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia.» *Quaternary Science Reviews* doi:10.1016/j.quascirev.2008.12.016
- Nesje, A., J. Bakke, S.O. Dahl, Ø. Lie og J.A. Matthews (2008): «Norwegian mountain glaciers in the past, present and future.» *Global and Planetary Change* 60, 10–27
- Nesje, A., J. Bakke, S.O. Dahl, Ø. Lie og A.G. Bøe (2007): «A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway.» *The Holocene* vol. 17, 269–277
- Nesje, A., S.O. Dahl, J.A. Matthews og M.S. Berrisford (2001): «A ~4500-yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway.» *Journal of Paleolimnology* vol. 25, 329–342
- Nordli, Ø., F.E. Wielgolaski, A.K. Bakken, S.H. Hjeltne, F. Måge, A. Sivle og O. Skre (2008): «Regional trends for bud burst and flowering of woody plants in Norway as related to climate change.» *International Journal of Biometeorology* 52, 625–639, doi: 10.1007/s00484-008-0156-5
- NVE (2009a): *NVE – Sikrer framtiden*. Norges vassdrags- og energidirektorat
- NVE (2009b): *Vatnet vårt – Hydrologi i Noreg 2008*. Norges vassdrags- og energidirektorat
- Ogilvie, A.E.J. og T. Jónsson (2001): «'Little Ice Age' research: a perspective from Iceland.» *Climate Change* vol. 48, 9–52
- Ogilvie, A.E.J. (1992): «Documentary evidence for changes in the climate of Iceland AD 1500 to 1800.» *Climate since AD 1500* (R.S. Bradley og P.D. Jones (red.)). London og New York, 92–117
- Overland, J.E., M. Wang og S. Salo (2008): «The recent Arctic warm period.» *Tellus* 60A, 589–597
- Overland, J. og M. Wang (2007): «Future regional Arctic sea ice declines.» *Geophysical Research Letters* 34, L17705, doi:10.1029/2007GL030808
- Paus, Aa., G. Velle, J. Larsen, A. Nesje og Ø. Lie (2006): «Late glacial nunataks in Central Scandinavia: biostratigraphical evidence for ice thickness from Lake Flåfattjønn, Tynset, Norway.» *Quaternary Science Reviews* vol. 25, 1228–1246
- Peltier, W.R. og R.G. Fairbanks (2006): «Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record.» *Quaternary Science Reviews* 25, 3322–3337
- Pfeffer, W.T., J.T. Harper m.fl. (2008): «Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise.» *Science* 321 (5894): 1340–1343
- Polyakov, I.V. m.fl. (2003): «Long-term ice variability in arctic marginal seas.» *Journal of Climate* 16, 2078–2085
- Rahmstorf, S. (2007): «A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise.» *Science* 315: 368–370
- Raven, J., K. Caldeira, H. Elderfield, O. Hoegh-Guldberg, P.S. Liss, U. Riebessell, J.

- Shepherd, C. Turley og A.J. Watson (2005): «Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide.» *Policy Document* 12/2005. The Royal Society, London
- Rigor, I.G. og J.M. Wallace (2004): «Variations in the age of Arctic sea ice and summer sea-ice extent.» *Geophysical Research Letters* 31, L09401, doi:10.1029/2004GL019492
- Riksen, S. (1969): *Privatarkiv nr 273: Kronologisk fortegnelse om skader forvoldt ved fjellskred, stensked, flom, snesked og jordfall*. (Første del: Kronologisk fortegnelse over alle resolusjoner vedrørende skyldavtak. Annen del: Utdrag av avtaksforretninger for 1063 gårder eller bruk: 110 som fikk skade under flommen i desember 1743, og 953 som fikk skade under Stor-Ofsen 22. juli 1789 på Nordmøre, i Sør-Trøndelag, Gudbrandsdalen, Østerdalen, Øvre Romerike, Land og Numedal.) Riksarkivet, Oslo
- Risebrobakken, B., E. Jansen, C. Andersson, E. Mjelde og K. Hevrøy (2003): «A high resolution study of Holocene paleoclimate and paleoceanographic changes in the Nordic Seas.» *Paleoceanography* vol. 18, nr. 1, 1017, doi: 10.1029/2002PA000706
- Roald, L.A. (2008): «Rainfall floods and weather patterns.» *NVE Oppdragsrapport A* 14/2008, Oslo
- Roald, L.A., S. Beldring, T. Engen-Skaugen, E.J. Førland og R.E. Benestad (2006): «Climate change impacts on streamflow in Norway.» *NVE oppdragsrapport nr. 1/2006*
- Roald, L.A. (2003): «Two large 18. century flood disasters in Norway.» *Palaeofloods, Historical Data & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment* (V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos og M.C. Llasat (red.)). CSIC, Serrano, Madrid, ISBN-84-921958-2-7
- Roald, L.A., S. Beldring, T. Væringstad, R. Engeset, T. Engen-Skaugen og E.J. Førland (2002): «Scenarios of annual and seasonal runoff for Norway based on climate scenarios for 2030–49.» *NVE Oppdragsrapport A* 10/2002, met.no Report 19/02 Climate
- Robock, A. og J. Mao (1995): «The volcanic signal in surface temperature observations.» *Journal of Climate* 8:1086–1103
- Robock, A. og J. Mao (1992): «Winter warming from large volcanic eruptions.» *Geophysical Research Letters* 12:2405–2408
- Rothrock, D.A., D.B. Percival og M. Wenshan (2008): «The decline in arctic sea-ice thickness: Separating the spatial, annual, and interannual variability in a quarter century of submarine data.» *Journal of Geophysical Research* 113, C05003, doi:10.1029/2007JC004252
- Rudolf, B. og J. Rapp (2003): «Das Jahrhundert Hochwasser der Elbe. Synoptische Wetterentwicklungen und klimatische Aspekte.» *Abdruck aus Klimastatusbericht*, DWD, Offenbach
- Salvigsen, O. (2002): «Radiocarbon-dated *Mytilusedulis* and *Modiolus modiolus* from northern Svalbard. Climatic implications.» *Norsk geografisk tidsskrift* vol. 56, 56–61
- Salvigsen, O., S.L. Forman og G.H. Miller (1992): «Thermophilous molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications.» *Polar Research* vol. 11, 1–10
- Serreze, M.C., M.M. Holland og J.C. Stroeve (2007): «Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover.» *Science* 315, 1533–1536
- Skaugen, T.E. og O.E. Tveito (2002): «Heating degree-days. Present conditions and scenario for the period 2021–2050.» *Report* 01/02 Climate, met.no
- Sletten, K. og L.H. Blikra (2007): «Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications.» *Journal of Quaternary Science* vol. 22, 619–635
- Sletten, K., L.H. Blikra, C.K. Ballantyne, A. Nesje og S.O. Dahl (2003): «Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession. Sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering.» *The Holocene* vol. 13, 907–920
- Smedsrud, L.H., A. Sorteberg og K. Kloster (2008): «Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover.» *Geophysical Research Letters* 35, L20503, doi:10.1029/2008GL034813
- Sorteberg, A. og J.E. Haugen (2009): «Regionale estimater av nedbør og temperaturforandringer.» *Report series of Bjerknes Center*. Under arbeid
- Stahl, K., H. Hisdal, L.M. Tallaksen, H.A.J. van Lanen, J. Hannaford og E. Sauquet (2008): *Trends in low flow and streamflow droughts across Europe*. Unesco Report, Paris, Vatnet vårt. *Hydrologi i Noreg* (2008). NVE, Oslo
- Steinacher, M., F. Joos, T.L. Frolicher, G.K. Plattner og S.C. Doney (2009): «Imminent ocean acidification in the Arctic projected with the NCAR global coupled carbon cycle-climate model.» *Biogeosciences*, 6 (4): 515–533

- Stroeve, J.C., M.M. Holland, W. Meier m.fl. (2007): «Arctic sea ice decline: Faster than forecast.» *Geophysical Research Letters* 34, L090501, doi:10.1029/2007GL029703
- Støren, E.N., S.O. Dahl og Ø. Lie (2008): «Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway.» *The Holocene* vol. 18, 1179–1191
- Sundby, S. og K. Nakken (2008): «Spatial shifts in spawning habitats of Arcto-Norwegian cod related to multidecadal climate oscillations and climate change.» *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil* 65, doi:10.1093/icesjms/fsn085
- Sundby, S. og K. Drinkwater (2007): «On the mechanisms behind salinity anomaly signals of the northern North Atlantic.» *Progress in Oceanography* 73 (2): 190–202, doi: 10.1016/j. pocean.2007.02.002
- Sutton, R.T. og D.L.R. Hodson (2005): «Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate.» *Science* 309:115–118
- Sælthun, N.R., J. Bogen, M.H. Flood, T. Lauermann, L.A. Roald, A.M. Tvede og B. Wold (1990): «Klimaendringer og vannressurser.» *NVE Publikasjoner* V 30
- Tallaksen, L.M. og H.A.J. van Lanen (2004): «Hydrological drought – processes and estimation methods for streamflow and groundwater.» *Developments in Water Science* 48, Elsevier, Amsterdam
- Tidevannstabeller* 2007. *Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard samt Dover, England*. Statens kartverk sjø, 70. årgang (<http://vannstand.statkart.no/skjema3.php>)
- Toresen, R. og O.J. Østvedt (2000): «Variation in abundance of Norwegian spring-spawning herring (*Clupea harengus*, *Clupeidae*) throughout the 20th century and the influence of climate fluctuations.» *Fish and Fisheries* 1: 231–256
- Tveito, O.E. og L.A. Roald (2005): «Relations between long-term variations in seasonal runoff and large scale atmospheric circulation.» *met.no report* 7/2005 Climate
- Tørum, A. og Ø.A. Arntsen (2006): «Possible climate change. An assessment of the impacts on harbour and coastal, including arctic coastal, engineering in Norway. Research needs.» *NTNU Report* BAT/MB-R1/2006
- Vasskog, K. og H. Drange (2009): «Framtidig havnivåstigning i norske kystkommuner.» *Report Series of the Bjerknes Centre for Climate Research*, under utarbeidelse
- Venäläinen, A., B. Tammelin, H. Tuomenvirta, K. Jylhä, J. Koskela, M. Turunen, B. Vehviläinen, J. Forsius og P. Järvinen (2004): «The influence of climate change on energy production and heating energy demand in Finland.» *Energy & Environment* 15, 93–109
- Vestøl, O. (2006): «Determination of post-glacial land uplift in Fennoscandia from levelling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation.» *Journal of Geodesy* 80: 248–258
- Walsh, J.E. og W.L. Chapman (2001): «Twentieth-century sea ice variations from observational data.» *Annals of Glaciology* vol. 33, nr. 1, 444–448 (5)
- Yndestad, H., W.R. Turrell og V. Ozhigin (2008): «Lunar nodal tide effects on variability of sea level, temperature, and salinity in the Faroe–Shetland Channel and the Barents Sea.» *Deep-Sea Research I* 55:1201–1217
- Østrem, G., K. Dale Selvig og K. Tandberg (1988): *Atlas over breer i Sør-Norge* (Atlas of glaciers in south Norway). *Meddelelse nr. 61 fra Hydrologisk afdeling*, Norges vassdrags- og energiverk, Vassdragsdirektoratet
- Ådlandsvik, B. (2008): «Marine Downscaling of a Future Climate Scenario for the North Sea.» *Tellus* 60A, 451–458
- Ådlandsvik, B. og M. Bentsen (2007): «Downscaling a 20th century global climate simulation to the North Sea.» *Ocean Dynamics* 57, 453–466

Ord- og begrepsforklaringer

Avrenning

er nedbør og smeltevann som renner ut i vassdragene og derfra ut i havet.

ECHAM4-B2

Se MB2.

ECHAM4-IS92a

Se M92.

Eksempelframskrivninger

Betyr her utvalgte klimaframskrivninger som har blitt etterbehandlet ved at de har blitt justert i forhold til klimaobservasjoner og tereng.

Framskrivninger

Se *Klimaframskrivninger*.

Fyringssesong/ fyringsgraddager

Fyringssesongen er den delen av året der bygninger trenger oppvarming. Den er her definert som perioden av året da døgnmiddeltemperaturen er under 10 °C.

Fyringsgraddager (HDD) er definert som differansen mellom døgnmiddeltemperaturen og en terskelverdi på 17 °C. Dvs. at en dag med døgnmiddeltemperatur på -10 °C vil bidra med et fyringsgraddagstall på 17-(-10) = 27. Summen av fyringsgraddager gjennom fyringssesongen er godt korrelert med energibehovet knyttet til boligoppvarming.

Grid

Et *grid* er et rutenett. Griddet klimainformasjon er klimavariabler som oppgis for hver rute (eller hvert kryssingspunkt) i et geografisk rutenett. *Gridavstand* betegner avstanden mellom to kryssingspunkt. *Romlig oppløsning* betegner størrelsen på rutene.

H – «høy klimaframskrivning»

90-prosentilen av en gruppe (et ensemble) av klimaframskrivninger. Det innebærer en klimaendring som bare én av ti framskrivninger overgår.

HA2 (Hadley/A2, Had-A2)

er en eksempelframskrivning med klimamodellen *HadAm3H* og utslippsscenarioet A2.

HB2 (Hadley/B2, Had-B2)

er en eksempelframskrivning med klimamodellen *HadAm3H* og utslippsscenarioet B2.

HBV-modellen

er en hydrologisk modell, der variabler som avrenning, fordampning og snømagasin beregnes på grunnlag av klimavariabler som temperatur og nedbør.

IPCC

Intergovernmental Panel on Climate Change er FNs klimapanel (www.ipcc.ch).

Klima

Beskrivelse av gjennomsnittsværet på et sted eller i et større område, slik det framkommer når enkeltobservasjoner bearbeides statistisk etter internasjonale retningslinjer. Statistikken baseres vanligvis på en trettiårs serie (se *Normalverdier*), og angir både middelverdier, typiske variasjoner og ekstremverdier.

Klimaendringer

Dette er systematiske endringer i klimaet, og de skyldes ytre klimapådriv. De ytre pådriverne kan være menneskeskapte (f.eks. forårsaket av utslipp av drivhusgasser eller partikler), eller de kan ha naturlige årsaker (f.eks. systemetiske endringer i solstrålingen).

Det er ofte vanskelig å skille mellom naturlige og menneskeskapte endringer – og likeledes å skille mellom endringer og interne klimavariasjoner. Det er likevel stor enighet om at menneskelig aktivitet har endret klimaet og at disse endringene vil fortsette. Vårt framtidige klima vil være summen av naturlige og menneskeskapte endringer og klimavariasjoner.

Klimaframskrivninger

Kalles også ofte *klimaprojeksjoner* eller *klimascenarioer*.

Dette er framskrivninger av klimaet under gitte rammebetingelser. Uttrykket er her relatert til menneskeskapte klimaendringer, og rammebetingelsene gis da i form av utslippsscenarioer for klimagasser og partikler. Utslippsscenarioene gir grunnlag for å beregne menneskeskapte klimapådriv – og der ved menneskeskapte klimaendringer. Det er usikkerhet heftet til klimaframskrivningene a) fordi rammebetingelsene er usikre, b) fordi naturlige klimaendringer og -variasjoner vil komme i tillegg til de menneskeskapte endringene, og c) fordi beregningsmetodene i seg selv er usikre.

Klimanormaler

Se *Normalverdier*.

Klimapådriv

er vedvarende forskjell mellom den energien som stråles inn mot jorda og den energien som stråler ut fra jorda til verdensrommet.

Slike forskjeller kan oppstå på grunn av naturlige årsaker (f.eks. i endringer i solstråling eller vulkanaktivitet), eller de kan oppstå på grunn av menneskelig aktivitet (f.eks. avskoging eller utslipp som endrer atmosfærens sammensetning). *Klimapådriv* fører til at klimaet endrer seg, slik at en ny balanse mellom innstrålt og utstrålt energi kan oppnås. Pådrivet forsvinner etter hvert som klimaet innstiller seg på den nye balansen.

Klimavariasjoner

Disse skiller seg fra *klimaendringer* ved at de ikke går systematisk en vei. Variasjoner i klimaet kan enten skyldes varierende pådriv (som for eksempel variasjoner i solstrålingen på grunn av solflekksyklusen) eller interne variasjoner i klimasystemet. Interne variasjoner kan skyldes vekselvirkninger mellom hav og atmosfære, og fortoner seg ofte som svingninger (f.eks. *den nordatlantiske svingningen* (NAO) eller *El Niño – den sørlige svingningen* (ENSO)). Variasjonene er ofte av regional art, men kan også opptre på global skala.

Klimavariabler

Målbare størrelser som beskriver klimaet, som for eksempel temperatur, nedbør, fuktighet, vindhastighet og lufttrykk.

Korttidsnedbør

betegner nedbørsummer over perioder fra minutter til noen timer. Hvor store nedbørmengder man må regne med å kunne få over slike korte perioder, er viktig for dimensjonering av infrastruktur. I framskrivningene i denne rapporten benyttes døgnnedbør som indikator for korttidsnedbør. Årsaken til at kortere varigheter ikke er benyttet, er at det er usikkert hvor realistiske disse verdiene er i klimaframskrivningene.

L – «lav klimaframskrivning»

10-prosentilen av en gruppe (et ensemble) av klimaframskrivninger. Det innebærer en klimaendring som ni av ti framskrivninger overgår.

M – «middels klimaframskrivning»

Middelverdien av en gruppe (et ensemble) av klimaframskrivninger.

M92 (MPI/IS92a, ECHAM4-IS92a)

er en eksempelframskrivning med klimamodellen *ECHAM4* og utslippsscenarioet *IS92a*.

Markvann/ markvannsunderskudd

Markvann er et uttrykk for mengden av vann i jordlaget mellom grunnvannsnivå og jordoverflaten. Den maksimale vannmengden som kan holdes tilbake i dette jordlaget, benevnes *feltkapasitet*. Forskjellen mellom jordas aktuelle vanninnhold og feltkapasitet kalles *markvannsunderskudd*.

Markvannsunderskudd er vannmengde angitt i millimeter før jordas markvannslager er fullt. Dette underskuddet tilsvarer mengde vann, f.eks. fra nedbør og/eller snøsmelting, som kan lagres i jorda før det transporteres ned til grunnvannet.

MB2 (MPI/B2, ECHAM4-B2)

er en eksempelframskrivning med klimamodellen *ECHAM4* og utslippsscenarioet *B2*.

Menneskeskapte klimaendringer

Se *Klimaendringer*.

NAO

Den nordatlantiske oscillasjon (NAO) er en vanlig brukt indikator på styrken til vestavindsfeltet i våre områder. En høy NAO-indeks betyr at vestavindsfeltet er sterkere enn normalt; en lav indeks at det er svakere (for flere detaljer, se kapittel 2.1.1).

Naturlige klimaendringer

Se *Klimaendringer*.

NorACIA

Norsk oppfølging av *Arctic Climate Impact Assessment*, ACIA (www.noracia.npolar.no).

Normalverdier

er middelverdier av meteorologiske og hydrologiske variabler for bestemte 30-års perioder. Etter en internasjonal avtale er *standard-normalperiodene* årene 1901–30, 1931–60, 1961–90, 1991–2020 osv. Dette er gjort for at man over hele verden skal kunne benytte og sammenligne middelverdier for samme periode. I denne rapporten er «normalverdier» middelverdier for standardnormalperioden 1961–90.

Påregnelig ekstremnedbør

er nedbørverdier som gjennom et langt tidsrom kan påregnes å inntreffe én gang i løpet av en *n*-års periode, f.eks. 1 gang i løpet av en 100-årsperiode («100-årsverdi»).

Statistisk signifikansnivå

for en endring er sannsynligheten for at endringen skal være resultat av tilfeldige variasjoner. I denne rapporten er det – om ikke annet er nevnt – brukt et signifikansnivå på 1 %. Det betyr at en endring regnes som signifikant hvis sannsynlighet for at den skal være oppstått helt tilfeldig er mindre enn 1 prosent.

Usikkerhet

Et uttrykk for graden av hvor ukjent en verdi er (f.eks. et framtidig klima). Usikkerheten kan skyldes manglende informasjon, mang-

lende kunnskap, forenklete beskrivelser eller at systemet inneholder kaotiske (uforutsigbare) elementer.

Utslippsscenarioer

Utslippsscenarioer er framskrivninger av menneskeskapte utslipp av klimagasser og partikler som påvirker klimaet. De bygger på antagelser om demografisk, økonomisk og teknologisk utvikling. Eksempler på utslippsscenarioer er gjengitt i boks under kapittel 5.1.1.

Vannekvivalent

Snøens *vannekvivalent* er den vannmengden (i millimeter) den tilsvarer. Dette avhenger av både snødybden og snøens tetthet.

«Varme dager»

På varmere breddegrader brukes ofte begrepet *tropedøgn* (døgn der maksimumstemperaturen er over 30 °C og minimumstemperaturen ikke under 20 °C), men slike døgn forekommer meget sjelden i Norge. For å få en robust indikator på forekomst av varme døgn som kunne brukes både for observert og projisert temperatur i Norge, har vi i denne rapporten derfor definert *varme døgn* som døgn da middeltemperaturen er høyere enn 20 °C.

Vekstsesong/vekstgraddager

Det finnes mange forskjellige definisjoner av *vekstsesong*. Definisjonen som er brukt i denne rapporten, er antall døgn per år med middeltemperatur over 5 °C. *Vekstgraddager* er for et døgn i vekstsesongen middeltemperaturen minus 5 °C.



Hovedforfatterne

Knut Yngve Børsheim er mikrobiolog og arbeider med sentrale biologiske prosesser i akvatisk karbonsyklus. Han har vært forsker ved Universitetet i Bergen og ved NTNU, og er nå på Havforskningsinstituttet. De senere år har han fokusert på omsetning av oppløst organisk karbon og interaksjoner mellom fysiske og biologiske prosesser i de nordiske hav, herunder også konsekvensene av forsuring på grunn av øket konsentrasjon av CO₂ i atmosfæren.

Helge Drange er professor ved Geofysisk institutt ved Universitet i Bergen og medlem av Bjerknessenteret for klimaforskning. Forskningsaktiviteten har fokusert på naturlig klimavariabilitet i vår region og utvikling av klimamodeller. Har ledet forskningsprosjekter finansiert av Norges forskningsråd, Nordisk ministerråd og EU-kommisjonen. Bidragsyter til 2007-rapporten fra FNs klimapanel. Leder av NorClim, et nasjonalt koordinert klimaforskningsprosjekt som løper tom. 2010 (*norclim.no*).



Eirik J. Førland er direktør ved Klimadivisjonen på Meteorologisk institutt. Han har ledet flere prosjekt om klimautvikling i fortid og framtid, og deltar i en rekke prosjekt om virkninger av klimaendringer. Han har ledet arbeidet med klimaprojeksjoner for Nord-Norge og Arktis i den norske oppfølgingen av ACIA-utredningen (*noracia.npolar.no*).

Inger Hanssen-Bauer (Ph.D) er leder for Seksjon for klimaforskning ved Meteorologisk institutt. Forskningsaktiviteten har fokusert på klimavariasjoner i Norge og Arktis de siste hundre år, og på nedskalering av klimaprojeksjoner for det 21. århundret. Bidragsyter til 2001- og 2007-rapporten fra FNs klimapanel. Deltar i en rekke prosjekter om effekter av klimaendringer.



Hege Hisdal (Ph.D) er seksjonssjef ved Seksjon for hydrologisk modellering ved Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) og er utdannet hydrolog fra Universitetet i Oslo med hovedvekt på stokastisk hydrologi, flom og tørke. Hun leder for tiden flere prosjekter hvor fokus er effekten av klimaendringer på hydrologi.

Deborah Lawrence (Ph.D) er forsker ved Seksjon for hydrologisk modellering ved NVE. Hun har bakgrunn fra Universitetet i Reading, England, hvor hun arbeidet med hydraulisk og hydrologisk modellering, inkludert snømodellering. Nå arbeider hun blant annet med klimaendringer og metoder for estimering av usikkerhet.



Atle Nesje (dr.scient) er professor i kvartærgeologi ved Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen og tilknyttet Bjerknessenteret for klimaforskning. Han har ledet og deltatt i flere forskningsprosjekter som har gått ut på å rekonstruere klimautvikling og brevariasjoner etter siste istid, med spesiell vekt på «den lille istiden». For tiden samarbeider han med arkeologer som forsker på gjenstander som smelter ut av isfonner i høyfjellet i Sør-Norge og som kan knyttes til reinsdyrjakt.

Lars A. Roald (cand.real) er forsker ved Seksjon for hydrologisk modellering ved NVE. Han er utdannet i dynamisk meteorologi ved Universitetet i Oslo og har arbeidet i en rekke hydrologiske forskningsprosjekter Norge og England. Han arbeider for tiden med konsekvensstudier av klimaendringer og er i ferd med å starte et bokprosjekt om flom i Norge.



Stein Sandven er forskningssjef og visedirektør ved Nansensenteret for miljø og fjernmåling i Bergen. Videre er han professor II ved Universitetssenteret på Svalbard og formann i Arctic ROOS. Han har tretti års erfaring i polar oseanografi, sjøisforskning og satellittfjernmåling. Han har ledet en rekke prosjekter innen dette fagområdet med støtte fra EU, Norges forskningsråd, den europeiske romfartsorganisasjonen ESA, Norsk romsenter og oljeselskaper som arbeider i Arktis.

Asgeir Sorteberg er førsteamanuensis i dynamisk meteorologi ved Geofysisk institutt, Universitet i Bergen og medlem av Bjerknessenteret for klimaforskning. Jobber med storskala klimavariabilitet, forandringer i nedbør og ekstremvær og klimamodellering. Var ansvarlig for simuleringene med global koplet klimamodell som ble levert til 2007-rapporten fra FNs klimapanel.



Svein Sundby (dr.phil.) er professor i fysisk oseanografi ved Universitetet i Bergen og forskningsleder ved Havforskningsinstituttet.

Kristian Vasskog er utdannet innen kvartærgeologi og fortidsklima ved Universitetet i Bergen, med hovedfokus på havnivåendringer langs vestlandskysten etter siste istid. Han jobber for tiden som stipendiat ved UiB, tilknyttet Institutt for geovitenskap og Bjerknessenteret for klimaforskning. Doktorgradsarbeidet fokuserer på fortidsklima og hvordan det har innvirket på skred, flom og ekstremhendelser gjennom tidene.



Bjørn Ådlandsvik har bakgrunn som matematiker og oseanograf. Han har arbeidet ved Havforskningsinstituttet siden 1987 og er nå leder for faggruppen for oseanografi. Han har arbeidet mest med regional havmodellering, herunder klimanedskaleringer og anvendelser på marinøkologiske problemstillinger.

